Environment Canada Environnement Canada

# National Hydrology Research Institute

NHRI PAPER NO. 35 / IWD SCIENTIFIC SERIES NO. 157

## Physical Limnology of an Ice-Covered Lake with Through-Flow: Lake Laberge, Yukon Territory

E.C. Carmack,* R.C. Wiegand,† E.M. Marles,‡ M.E. Alford§ and V.A. Chamberlain‖

E.C. Carmack, R.C. Wiegand, E.M. Marles, and V.A. Chamberlain prepared this paper while with the National Water Research Institute, Pacific and Yukon Region, West Vancouver, British Columbia; M.E. Alford was with the Water Survey of Canada, Water Resources Branch, Inland Waters Directorate, Pacific and Yukon Region, Whitehorse, Yukon Territories.

The authors are currently at the following addresses:

| | |
|---|---|
| *E.C. Carmack | Fisheries and Oceans Canada<br>Institute of Ocean Sciences<br>9860 West Saanich Road<br>Sidney, British Columbia |
| †R.C. Wiegand | SciTech Consultants Inc.<br>1330 Fulton Avenue<br>West Vancouver, British Columbia |
| ‡E.M. Marles | Inland Waters/Lands Directorate<br>National Hydrology Research Institute<br>National Hydrology Research Centre<br>Saskatoon, Saskatchewan |
| §M.E. Alford | Yukon Expeditions<br>127 Alsek<br>Whitehorse, Yukon Territory |
| ‖V.A. Chamberlain | Environmental Protection Service<br>100 Park Royal<br>West Vancouver, British Columbia |

NHRI

INLAND WATERS/LANDS DIRECTORATE
NATIONAL HYDROLOGY RESEARCH INSTITUTE
NATIONAL HYDROLOGY RESEARCH CENTRE
SASKATOON, SASKATCHEWAN, 1987

(Disponible en français sur demande)

Published by authority of
the Minister of the Environment

© Minister of Supply and Services Canada 1988

Cat. No. En 36-502/157E

ISBN 0-662-15934-9

# Contents


| | Page |
|---|---|
| MANAGEMENT PERSPECTIVE | v |
| ABSTRACT | vi |
| RÉSUMÉ | vii |
| INTRODUCTION | 1 |
| LITERATURE REVIEW | 2 |
| STUDY AREA AND METHODS | 5 |
| ENVIRONMENTAL PARAMETERS | 6 |
| Hydrology | 6 |
| Ice and snow cover | 7 |
| Meteorology | 9 |
| WINTER TEMPERATURE STRUCTURE | 10 |
| Forcing parameters | 10 |
| Thermal history | 10 |
| Heat budget | 11 |
| THROUGH-FLOW AND WATER MASS FORMATION | 12 |
| Temperature and conductivity sections | 12 |
| Temperature and conductivity correlation diagrams | 13 |
| Horizontal property distributions | 13 |
| Inlet dynamics | 14 |
| Outlet dynamics | 17 |
| DISCUSSION | 18 |
| REFERENCES | 18 |
| APPENDIX A. Data from the 1982/83 pilot study | 21 |
| APPENDIX B. Meteorological data | 25 |
| APPENDIX C. Turbulent velocity scales | 29 |
| APPENDIX D. Seasonal temperature structure | 33 |
| APPENDIX E. Temperature and conductivity sections | 49 |
| APPENDIX F. Horizontal property and distribution maps | 53 |

# Illustrations


Page

Figure 1. Yukon River basin . . . . . 1
Figure 2. Schematic of YISEX . . . . . 2
Figure 3. Lake Laberge bathymetry and station locations. . . . . 4
Figure 4. Area and volume as functions of depth . . . . . 5
Figure 5. Streamflow of the Yukon River out of Lake Laberge . . . . . 6
Figure 6. Water level of Lake Laberge. . . . . 6
Figure 7. Mean ice thickness at the Jackfish Bay section . . . . . 7
Figure 8. Ice conditions at the inlet of Lake Laberge. . . . . 7
Figure 9. Ice conditions at the outlet of Lake Laberge. . . . . 8
Figure 10. Mean snow depth at the Jackfish Bay section . . . . . 8
Figure 11. Snow depth in relation to equivalent snow mass at the Jackfish Bay section . . . . . 8
Figure 12. Snow mass in relation to the deficit water level at the Jackfish Bay section . . . . . 9
Figure 13. Incident solar radiation in relation to reflected solar radiation at the Jackfish Bay section . . . . . 9
Figure 14. Solar radiation at the ice/water interface in relation to solar radiation 1 m below the ice/water interface at the Jackfish Bay section . . . . . 9
Figure 15. Volume-weighted mean temperature as a function of time. . . . . 11
Figure 16. Heat flux as a function of time. . . . . 12
Figure 17. $T/C_{25}$ correlation curves at three midlake stations for each of the three lakewide surveys and schematic diagram showing $T/C_{25}$ curve evolution arising from through-flow . . . . . 14
Figure 18. Pro-deltaic channels in the inlet . . . . . 15
Figure 19. Plots showing (a) study area for the inlet survey, (b) ice thickness and water depths, and (c) the horizontal profile of velocity at the inlet . . . . . 16
Figure 20. Temperature near the inlet . . . . . 16
Figure 21. Density gradient near the inlet . . . . . 16
Figure 22. Open water surface area at the outlet . . . . . 17
Figure 23. Temperature section near the outlet . . . . . 17

# Management Perspective

Although lakes in the north spend more than six months of the year under a roof of ice, thermodynamics and hydrodynamic processes continue unabated year round. These processes largely determine the time frame over which lake ice can be used for winter roads and the nature and timing of ice breakup in spring. This natural limnological environment is also vitally important to birds, fish, and other nonhuman users of northern lakes. As interest in the north increases, the impact of lakes and ice on travel and development will increase. At the same time, pollution and other negative effects of human activity will begin to have an impact on the other users and on the lakes themselves.

This important report details the results of a study of a large northern lake with continuous winter throughflow, historic Lake Laberge. In addition to providing specific background data on winter limnology and the ice cycle in Lake Laberge, the study represents the first comprehensive treatment of the interaction of winter throughflow and lake circulation under ice in the north.

Chief
Limnological Research Division

# Abstract

The objective of the Yukon Ice Seasonality Experiment (YISEX) is to obtain an understanding of physical processes affecting ice cover on northern lake and river systems. Towards this goal, limnological studies were carried out during the winters of 1982/83 and 1983/84 on Lake Laberge, a long (48 km), narrow (4.2 km), deep (mean depth = 54 m), medium residence-time ($T_r$ = 1.06 a) lake in the Yukon Territory. A record is given here of the evolution of thermal structure, ice growth and decay, and the attendant meteorological and hydrological conditions.

During late summer and fall, circulation and mixing are forced by the wind and by surface heat exchange. At this time the surface heat flux is typically 175 to 200 W $m^{-2}$; also wind-generated internal seiche amplitudes of up to 40 m are observed. In late autumn the lake becomes nearly isothermal at 4°C, and then enters inverse stratification.

Lake Laberge is frozen from late December to early June. Ice cover is characterized by rapid change during freeze-up and breakup, and by gradual change in midwinter. The midwinter equilibrium thickness is 0.8 to 1.0 m. Anomalous ice conditions exist at the inlet and outlet of the lake because of enhanced vertical mixing in these areas. Subsequent to ice cover formation, the wind and surface heat exchange become negligible, and river through-flow is the main source of turbulent mixing.

Spring warming of the lake begins in April with the breakup and warming of the upstream river and with the onset of radiation-driven convection. Heat continues to penetrate the lake as it nears breakup and spring overturn in early June.

Under-ice circulation patterns associated with the riverine circulation include entrance mixing, through-flow, and selective withdrawal at the outlet. The river enters the lake as a turbulent jet, thus entraining water from below and enhancing vertical heat transfer. Since the inflow has a temperature near 0°C, it spreads as a buoyant plume within the upper layers of the lake. $T/C_{25}$ correlation diagrams show that the through-flow is confined to the upper 15 to 20 m of the lake. The flow is further influenced by Coriolis forces, so that the riverine flow is most intense along the eastern margin of the lake. The current is also acted on by frictional resistance, both at the ice/water interface and at lower levels, thus effecting an Ekman-type transport of water away from the eastern margin of the lake and broadening the current downlake. At the outlet of the lake, upwelling and increased flow velocities combine to support a large area of open water (outlet polynya) and thin ice.

The general requirements for one-dimensional modeling of ice-covered lakes include the proper parameterization of mixing processes and river-induced circulation, inclusion of the thermodynamic properties of fresh water, and allowance for variable wind, snow, and cooling conditions at freeze-up.

# Résumé

L'objectif de l'Expérience de saisonnalité glacielle du Yukon (ESAGY) est d'expliquer les processus physiques qui influent sur le manteau glaciel dans les réseaux hydrographiques (lacs et cours d'eau) du Nord. À cette fin, des études limnologiques ont été effectuées durant les hivers 1982-1983 et 1983-1984 dans le lac Laberge, qui est un lac long (48 km), étroit (4.2 km), profond (54 m en moyenne) et à temps de séjour moyen ($T_r$ = 1.06 a) du Yukon. Nous décrivons dans ce rapport l'évolution de la structure thermique, la croissance et la décroissance de la glace ainsi que les conditions météorologiques et hydrologiques associées.

À la fin de l'été et au cours de l'automne, la circulation et le mélange des eaux sont intensifiés par les vents et les échanges thermiques à la surface. Le flux thermique à la surface est alors de façon typique entre 175 et 200 W $m^{-2}$; en outre, des seiches internes dues au vent, dont l'amplitude peut atteindre 40 m, sont observées. À la fin de l'automne, le lac devient presque isotherme à 4 °C, et la stratification inverse commence.

Le lac Laberge est gelé de la fin de décembre au début de juin. Le manteau glaciel change rapidement pendant la prise des glaces et la débâcle, mais les changements sont graduels au milieu de l'hiver. L'épaisseur d'équilibre au milieu de l'hiver est de 0.8 à 1.0 m. À l'entrée et à la sortie du lac, les conditions de la glace ne sont pas normales en raison du mélange vertical qui y est plus intense. Après la formation de la couche de glace, l'influence du vent et des échanges thermiques à la surface devient négligeable, et le courant fluvial est la principale source de mélange par turbulence.

Le réchauffement printanier du lac commence en avril quand le cours d'eau en amont dégèle et se réchauffe et quand la convection due aux radiations commence à agir. Le lac continue de se réchauffer, puis surviennent la débâcle et le renversement printanier au début de juin.

La circulation fluviale sous la glace a certaines particularités, comme les propriétés de mélange à l'entrée, d'écoulement continu et de sélection à la sortie. Les eaux turbulentes de la rivière entrent dans le lac, entraînent l'eau des couches inférieures et favorisent un échange thermique vertical. Puisque ces eaux turbulentes sont à une température près de 0 °C, elles s'étalent comme un panache flottant dans les couches supérieures du lac. Des diagrammes de corrélation $T/C_{25}$ indiquent que l'écoulement continu se limite à la zone de 15 à 20 m d'épaisseur située dans la partie supérieure du lac. Comme l'écoulement est également soumis aux forces de Coriolis, il est plus intense le long de la rive est du lac. L'écoulement de l'eau dépend aussi de la résistance au frottement, tant à l'interface glace-eau que dans les zones plus profondes. Ce phénomène affecte donc le transport d'eau, de type Ekman, au fur et à mesure qu'on s'éloigne de la rive est du lac. Ce phénomène crée aussi un élargissement de l'écoulement de l'eau dans la partie aval du lac. À la sortie du lac, les remontées d'eau et les vitesses accrues créent une large étendue d'eau libre (polynie) et de glace mince.

La modélisation unidimensionnelle des lacs couverts de glace entraîne les données suivantes : formulation appropriée des paramètres pour les processus de mélange et la circulation générée par les eaux fluviales; propriétés thermodynamiques de l'eau douce; facteurs de variation des conditions climatiques comme le vent, la neige et le refroidissement au moment de la prise des glaces.

# Physical Limnology of an Ice-Covered Lake with Through-Flow: Lake Laberge, Yukon Territory

E.C. Carmack, R.C. Wiegand, E.M. Marles, M.E. Alford and V.A. Chamberlain

## INTRODUCTION

Lake Laberge is a long, deep lake that lies along the course of the Yukon River at approximately 61° N (Fig. 1). The lake is frozen from December to June.

Robert Service's poem "The Cremation of Sam McGee" gives a mystical image of winter on Lake Laberge.

> There are strange things done in the midnight sun
> By the men who moil for gold;
> The Arctic trails have their secret tales
> That would make your blood run cold;
> The Northern Lights have seen queer sights,
> But the queerest they ever did see
> Was that night on the marge of Lake Labarge
> I cremated Sam McGee.

This poem refers to the lake's use as a wintertime path to the Klondike gold fields. In truth, the lake did impose a number of difficulties on northern travelers. Because of its depth and great heat capacity, it froze over late, thus delaying winter travel. And while a thick, stable cover eventually developed on the lake, mixing at its inlet and outlet areas resulted in dangerous areas of thin ice and open water. Indeed, as related by Jack London in *The Call of the Wild*, the outflow reach of Lake Laberge, the so-called Thirty Mile River, was easily the most demanding part of the winter trail between Whitehorse and Dawson.

> The Thirty Mile River was wide open. Its wild water defied the frost, and it was in the eddies only and in the quiet places that the ice held at all. Six days of exhausting toil were required to cover those thirty terrible miles. And terrible they were, for every foot of them was accomplished at the risk of life to dog and man. A dozen times, Perrault, nosing the way, broke through the ice bridges, being saved by the long pole he carried, which he so held that it fell each time across the hole made by his body. But a cold snap was on, the thermometer registering fifty below zero, and each time he broke through he was compelled for very life to build a fire and dry his garments.

With the onset of spring, the ice cover on Lake Laberge posed a different problem. Breakup of the river is usually complete by mid-May or earlier, but the ice cover on the lake remains until early June. Paddle-wheel operators, anxious for an open route, were inspired to devise ways to speed the date of ice out. For example, soot was spread over the lake's surface to increase the absorption of solar radiation, and a water storage structure was built at the outlet of Marsh Lake so that an impulse of water could be sent downriver to break the ice cover mechanically. Today, two dams are operated upstream from Lake Laberge, but not

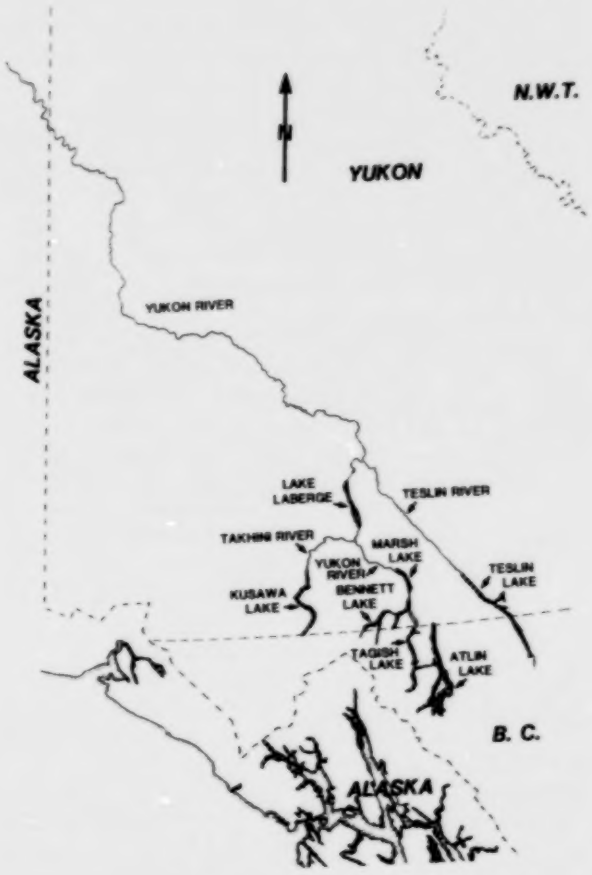


**Figure 1. Yukon River basin.**

for the purpose of breaking ice. The Marsh Lake dam was rebuilt in 1951/52 to provide storage; the Whitehorse Rapids dam was built in 1957/58 for hydroelectric power generation.

There are many practical and management-related problems associated with ice-covered systems that require an understanding of lake/river interaction. These include predicting changes in ice cover characteristics subsequent to alterations of natural flow conditions; estimating rates of frazil ice formation in reservoirs; mapping the dispersion of pollutants by riverine flow; maintaining open water areas as habitats for waterfowl and as staging areas for migratory birds; and ensuring optimum conditions for the over-wintering of fish stock. However, as shown by omission from recent reviews on cooling processes and ice formation in lakes (e.g., Michel, 1971; Ashton, 1980, 1982; Adams, 1981; Carmack and Farmer, 1982), few studies have been carried out on the physical limnology of lakes similar to Lake Laberge, that is, large, deep lakes with continuous winter cover and a relatively large winter through-flow. There is strong evidence, however, that the winter circulation of a lake is affected by such factors as basin size (Timms, 1975; Bennett, 1978), ice cover (Scott, 1974; Adams and Lasenby, 1978), and through-flow (Wiegand and Carmack, 1982). While these factors have been identified as being important to the winter regime of lakes, very little has been done to quantify their effects or to take account of them in a unified description of the winter cycle. Hence, the Yukon Ice Seasonality Experiment (YISEX) was initiated by Environment Canada to provide basic information on the winter hydrology and limnology of a large lake/river system (Fig. 2; also see Alford and Carmack, 1987). A pilot study was initiated in 1982/83 to obtain data on ice and snow thickness (Appendix A). This work was extended in 1983/84 to obtain hydrological, meteorological, limnological, and ice regime data for a complete winter cycle.

The present report describes the winter limnology and ice regime of Lake Laberge, using data obtained in 1983/84. Emphasis is placed on the response of the lake to external forcing, on the general problem of winter circulation under ice, and on the phenomenological requirements for numerical models of ice-covered lakes with through-flow.

## LITERATURE REVIEW

The following review is intended to highlight those phenomena affecting the winter limnology and ice regime of large, deep lakes with continuous winter cover and large winter through-flow. A more general review of circulation and cooling processes in ice-covered seas and lakes is given by Carmack (1986).

Reviews of the annual cycle in temperate lakes are given in Hutchinson (1957) and Mortimer (1974). Cooling in the fall leads to a deepening of the surface mixed layer and a reduction in thermal stratification. Accounts of the initial cooling period and breakdown of stratification in temperate lakes have been given by Mortimer (1955) and Carmack and Farmer (1982), who note that the upwelling

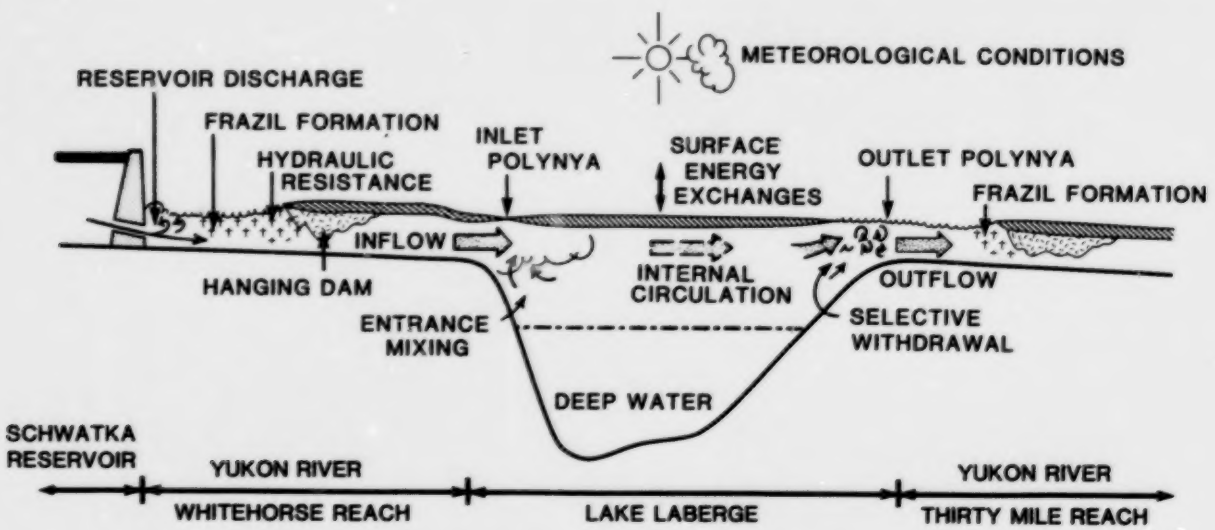


**Figure 2. Schematic of YISEX.**

of deeper layers at the windward end of the lake during strong winds aids vertical mixing.

As cooling proceeds, the mixed layer eventually recedes to the bottom, a condition known as lake overturn. It is often supposed that the bottom temperatures in deep lakes are at 4°C, the temperature of maximum density at 1 atm pressure. Because of wind and mechanical stirring, however, many lakes, both shallow and deep, continue to circulate until bottom temperatures are cooled well below 4°C (Yoshimura, 1936; Mortimer and Mackereth, 1958; Stewart, 1973; Scott, 1974). Wright (1931) pointed out that since the temperature of maximum density ($T_M$) decreases with depth, bottom temperatures in deep lakes may drop below 4°C even in the absence of wind mixing. Strom (1945) showed that many lakes exhibit a slope change in their temperature versus depth curve (i.e., temperatures increasing from 0°C at the surface to a maximum at mid-depth, and then decreasing toward the bottom). Strom believed the slope of this line represented the curve of $T_M$ versus pressure. On this point he is probably wrong; however, we must acknowledge his observations. Johnson (1964, 1966) argued that thermodynamic processes affect the circulation of Great Bear Lake. Eklund (1963, 1965) and Bennett (1975) derived expressions for the shape of the temperature versus pressure curve using the freshwater equation of state and applying stability considerations (Eckel, 1949; Fofonoff, 1961); however, they do not explain the dynamical processes leading to a given temperature profile.

As a lake cools through 4°C, the effects of temperature on density become small and then change sign, leading to the onset of reverse stratification in which wind mixing is opposed by the positive buoyancy flux associated with cooling. Farmer and Carmack (1981) and Omstedt and Sahlberg (1983) give theoretical treatments of this situation. Farmer and Carmack (1981) also note two ways that the unique properties of fresh water influence convection at temperatures near that of maximum density. First, because of the quadratic dependence of density on temperature, the buoyancy flux depends on surface temperature as well as the rate of cooling. Second, since the temperature of maximum density decreases with depth, a reverse stratified lake may be made conditionally unstable if the base of the mixed layer is lowered to a depth where its temperature matches that of maximum density. Above this depth, the interface is stable and wind must work against buoyancy during cooling, while below it, the interface is gravitationally unstable and free convection occurs. A similar process affects the stability of deep-sea water masses (Ekman, 1934).

The timing and manner by which a lake passes through 4°C can also be influenced by spatial differences in cooling related to bottom depth, wind exposure, or river inflow, so that lateral as well as vertical flow patterns must be taken into account (Carmack and Farmer, 1982). For example, if water at one location in a lake passes through 4°C before water at another location, a convective circulation known as the thermal bar may result. This flow occurs when warm water ($T > 4°C$) mixes with cold water ($T < 4°C$) to form a common, dense water mass, which then sinks along a narrow, well-defined front (Tikhomirov, 1963; Rodgers, 1965; Elliot and Elliot, 1970). Theoretical discussions of the thermal bar have been given by Huang (1972), Bennett (1971), Brooks and Lick (1972), Bowman and Okubo (1978), Scavia and Bennett (1980), and Hamblin and Ivey (1986). A general treatment of circulation in a fluid in which density extrema arise is given by Gebhart and Mollendorf (1978).

Ice formation requires a period of both cold weather and calm winds. Overviews of the thermodynamic requirements for ice formation on lakes have been published by Michel (1971), Ashton (1980, 1982), and Adams (1981). While several "freezing day" models have been described (e.g., Pivovarov, 1973), these are bulk models, which ignore lake processes. A thermodynamic model accounting for various components of surface heat exchange and ice formation was derived by Maykut and Untersteiner (1971) for oceanographic application. The influence of flow on the transfer of heat to an ice cover in rivers and lakes is discussed by Baines (1961), Gilpin *et al.* (1980), and Hamblin *et al.* (1986).

Once a stable ice cover is formed, it serves to shield the lake from further heat loss and wind stirring. Most field studies on ice-covered systems appear to have been carried out on shallow, long residence-time lakes (e.g., Woodcock, 1965; Likens and Ragotzkie, 1965; Parrott and Fleming, 1970; Palmer and Izatt, 1972; Hobie, 1973; Schindler *et al.*, 1974; Gow and Govoni, 1982). Some lakes actually warm under ice cover because of release of heat from sediments in winter (Hutchinson, 1941) or the income of solar radiation in spring (Farmer, 1975; La Perriere, 1981). Convective motion under ice can also be driven by the release of heat and dissolved substances from bottom sediments (Mortimer and Mackereth, 1958).

The optical characteristics of snow and ice cover are treated by Sherstyankin *et al.* (1970), Maguire (1975), Grenfell and Maykut (1977), Bolsenga (1981), and Roulet and Adams (1984).

Ways in which through-flow can affect the circulation and ice cover of a lake are discussed by Melin (1948), Tesaker (1973), and Bengtsson (1978, 1981). The flow of water out of a stratified lake results in upwelling near the

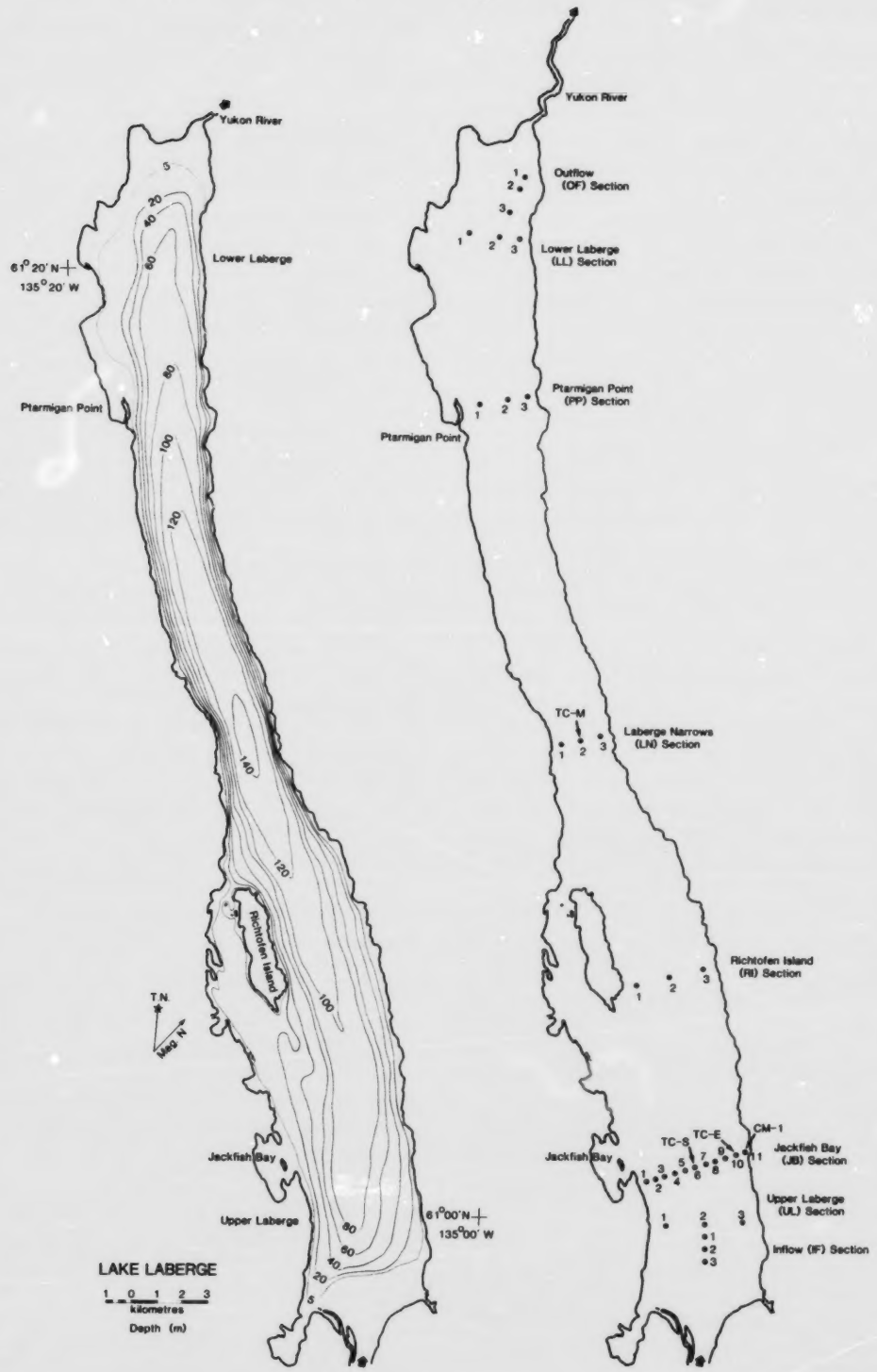


**Figure 3. Lake Laberge bathymetry and station locations.**

outlet, a process known as selective withdrawal (Kao, 1976; Imberger, 1980). Stewart and Martin (1982) described the distribution of inflow-derived turbidity in a small, ice-covered lake of medium residence-time.

Stigebrandt (1978) described conditions in an ice-covered lake with through-flow with respect to Lake Sperillen, Norway. He divided the lake into three regimes: the lake proper, where both internal storage and through-flow occur; the inlet region, where the mixing of inflow water occurs; and the outlet region, where the selective withdrawal of outflowing water occurs. It is in the inlet and outlet regions that strong mixing takes place and, consequently, where thin and unstable ice conditions prevail. The importance of selective withdrawal is belied by the fact that when water issues from a lake in winter, a difference of only a fraction of a degree Celsius can change the ice regime of the downstream river considerably.

With the onset of spring, the absorption of solar radiation beneath lake ice warms the underlying water. The resulting radiation-induced convection forms a deepening mixed layer that advances into the stable temperature profile below, often showing a diurnal periodicity (e.g., Farmer, 1975; Carmack, 1979). In some lakes the temperature beneath the ice may rise above 4°C (Woodcock, 1965; Williams, 1969; La Perriere, 1981).

Little attention has been given to the decay of lake ice in spring. Bilello (1980) examined several empirical approaches to predicting decay. Ashton (1983a, 1983b) discussed lake ice decay from energy budget considerations. Wake and Rumer (1979) noted that the accumulation of meltwater on the surface of ice may further complicate the heat budget of melting ice.

## STUDY AREA AND METHODS

Lake Laberge is located at approximately 61° N at an elevation of 628 m. It is a long (48 km), narrow (4.2 km), deep (mean depth = 54 m) lake having a surface area of 201 $km^2$, a volume of 10.8 $km^3$, and a basin filling time (lake volume divided by outflow) of 1.06 a.

The lake has steep sides, a flat bottom, and a U-shaped cross-sectional profile (Fig. 3). The Yukon River enters at the south end of the lake forming an inflow delta that extends about 3 km into the lake. Immediately beyond the delta break, the bottom drops with a slope of about 2.5%. The lake has a very narrow littoral zone along most of its length, with shallow water regions only at its ends, in Jackfish Bay, and behind Richtofen Island. The deepest part of the lake (Z = 145 m) is located in the narrow reach at mid-length. Near the outlet the bottom rises with an average slope of 2.5%. Hypsographic curves for area and volume as functions of depth are shown in Figure 4.

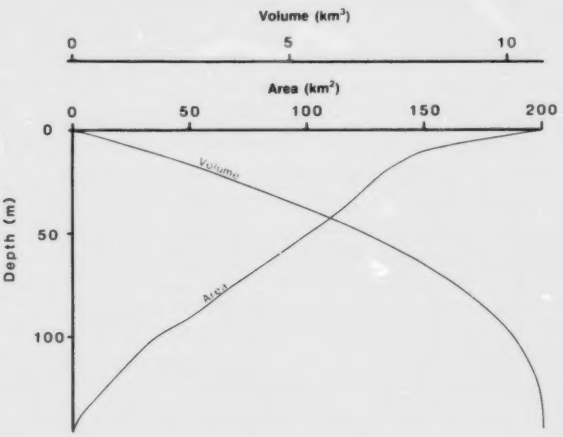


**Figure 4. Area and volume as functions of depth.**

The observation program was designed to obtain information on the interrelated parameters that influence ice growth and decay. Hence, a combination of techniques involving both lake surveys and remote-recording instruments was used.

Two different survey patterns were set up. To obtain detailed information on ice regime and water mass structure, a transverse section comprising 11 stations was established near Jackfish Bay and visited by snowmobile at approximately one- to two-week intervals. To obtain broader information on circulation and mixing, a lakewide survey comprising 21 stations was carried out by ski-plane at approximately one-month intervals (Marles, 1985).

At each survey station, a 0.2-m diameter hole was drilled through the ice and a vertical profile of temperature and conductivity obtained using an Applied Microsystems Model-12 conductivity-temperature-depth (CTD) probe. In turn, the CTD probe was lowered by means of a lightweight hand winch, which could be carried either in a ski-plane or on a sled. Solar radiation was measured using a Lambda Instruments light meter, which is sensitive to photosynthetically active radiation (400–700 nm). In addition, measurements were taken of ice and snow thickness, snow mass, ice thickness, and hole freeboard.

The remote-recording system included three thermistor chains, each of which recorded temperature at ten

fixed depths. Chain A was located near the southern end of the lake on the eastern side so that the temperatures recorded there would include those of riverine influence. The length of chain A was 40 m with thermistors located at 4-m intervals. Chain B was placed at the southern end of the lake, but out of the region of riverine influence. The data recorded by it should reflect the fundamental internal oscillations of the lake since the amplitude of the first mode seiche is largest at lake ends. Chain B was an 80-m chain with thermistors separated by 8 m. Chain C was located at midlake near its deepest part and was a 120-m chain with thermistors separated by 12 m. Because this site is near the node of the first mode seiche, changes in thermal structure here will reflect more on the seasonal meteorological forcing of the lake than on the internal seiching.

A meteorological station made by Aanderaa Instruments was set up near the inlet. This instrument recorded solar radiation, wind velocity, air temperature, water temperature, and relative humidity. Data were recorded on magnetic tape at either 30- or 60-minute intervals. A propane-heated enclosure was built to house the data recorder, thus allowing operation at temperatures down to -50°C. The water temperature sensor was lost, however, when ice movement at freeze-up sheared the connecting cable.

Daily values of cloud cover were obtained from the Atmospheric Environment Service observatory in Whitehorse.

## ENVIRONMENTAL PARAMETERS

### Hydrology

The total area of the Yukon River basin upstream from Lake Laberge is 25 385 $km^2$. The mean annual streamflow is 10.2 $km^3\ a^{-1}$; of this about 90% is drawn from the surface layers of upstream lakes. The average water yield for the basin upstream from the lake is 0.4 $m\ a^{-1}$.

The hydrograph of the outflow from Lake Laberge is shown in Figure 5. The mean annual discharge is 325 $m^3\ s^{-1}$. Minimum flows are observed in winter between January and March. Streamflow increases rapidly from May onwards, reaching a maximum in August and September. This late summer peak in streamflow is characteristic of a basin that receives much of its runoff from glacial melt. Streamflows observed in 1983/84 were slightly lower than the long-term trend.

While there is certainly an annual cycle to the hydrograph, its is not an overly large one, with the summer discharge being only five or six times that of the winter discharge. This is because Lake Laberge draws much of its water from natural storage in upstream lakes, a source that persists year-round. Year-to-year variations, however, are substantial because of fluctuations in rainfall and snow and glacier melt.

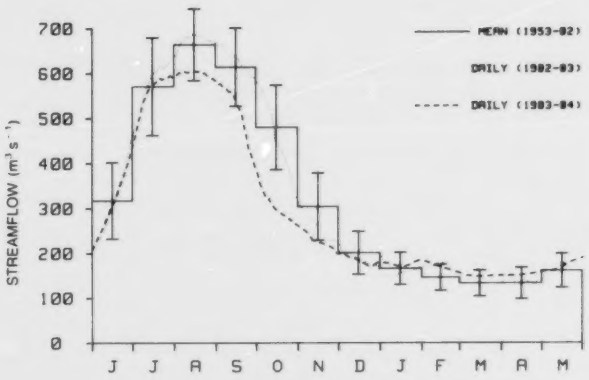


**Figure 5. Streamflow of the Yukon River out of Lake Laberge. (Vertical bars denote standard deviation.)**

The lake level varies by 2 to 3 m throughout the year (Fig. 6), with maximum levels in August and minimum levels in March. During the period of ice cover (December through May), however, there is very little fluctuation in water level. In considering the water balance of Lake Laberge, it is important to take into account lake level fluctuations. During periods of high flow, there is a storage flux, defined as the difference between inflow and outflow, of almost 60 $m^3\ s^{-1}$. In winter, however, water levels are almost constant and the storage flux can be disregarded.

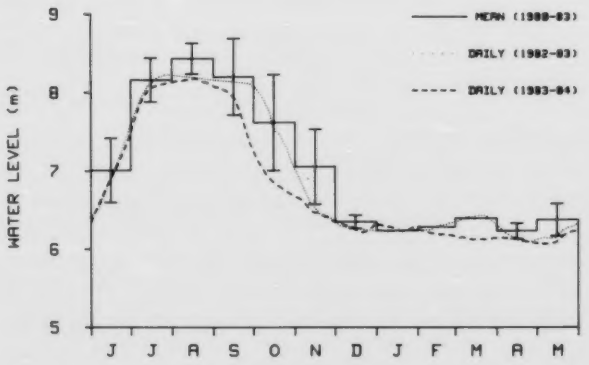


**Figure 6. Water level of Lake Laberge. (Vertical bars denote standard devition.)**

**Ice and Snow Cover**

Typically, Lake Laberge is frozen from late December to early June. Plots of mean ice thickness as a function of time for 1983/84 (Fig. 7) show rapid change during freeze-up and breakup, and gradual change in midwinter. The mid-winter equilibrium thickness is 0.8 to 1.0 m. Visual inspection of ice thickness profiles across the Jackfish Bay section (not shown) reveals no clear pattern across the lake. This latter observation is in contrast to that of Tesaker (1973), who observed that in Lake Sperillen the thinnest ice occurred along the right-hand shoreline (relative to river inflow).

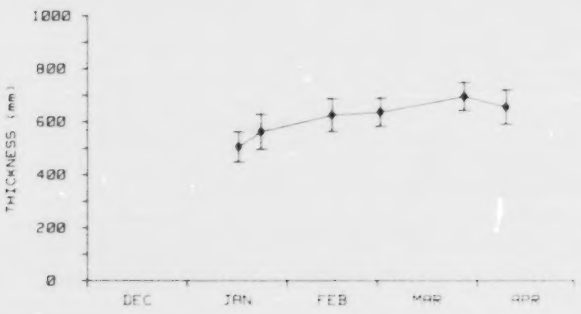


**Figure 7. Mean ice thickness at the Jackfish Bay section.**

Anomalous ice conditions exist at the inlet and outlet of the lake (Figs. 8 and 9) because of enhanced vertical mixing in these areas. A portion of the outlet area is always ice free; we will refer to this area as the outlet polynya. The inlet area, however, may either be open or consist of thin and irregular ice. This topic is discussed further in a later section.

The seasonal ice regime is strongly affected by the physical properties of the snow cover. This is because snow increases the weight on ice, alters the albedo, and adds conductive insulation to the underlying ice and water.

Figure 10 shows the mean snow depth at the Jackfish Bay section in 1983/84. Figure 11 shows the relation between snow depth (obtained from snow cores on the lake) and snow mass (obtained by melting snow cores and measuring the equivalent water depth). Typically, the snow is about 10% water.

Figure 12 shows the relation between snow mass and the deficit water level. This latter quantity is obtained by subtracting the measured freeboard (distance from water level to ice surface) from the theoretical freeboard (calculated for free-floating ice), and is thus the amount the ice

**Figure 8. Ice conditions at the inlet of Lake Laberge.**

Figure 9. Ice conditions at the outlet of Lake Laberge.

surface is depressed below its hydrostatic water level. If at any given station the snow mass accounts for the deficit, then the correlation point would lie on a 45-degree line, indicating one-to-one correspondence. In the present case, the points tend to lie slightly below the 45-degree line, suggesting that the ice is weakly suspended.

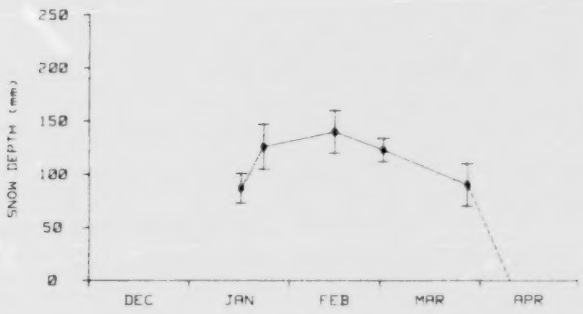


Figure 10. Mean snow depth at the Jackfish Bay section.

The relation between incident and reflected solar radiation (Fig. 13) shows that during most of the winter the albedo is about 0.75. In late spring, however, the albedo falls to about 0.30.

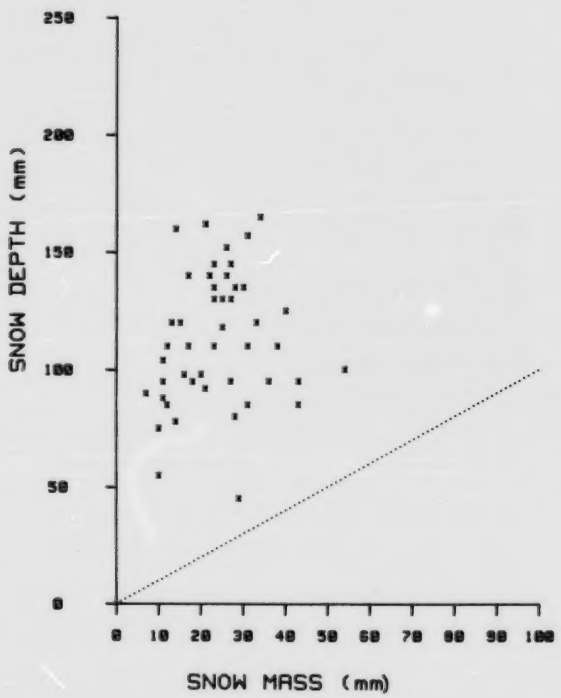


Figure 11. Snow depth in relation to equivalent snow mass at the Jackfish Bay section.

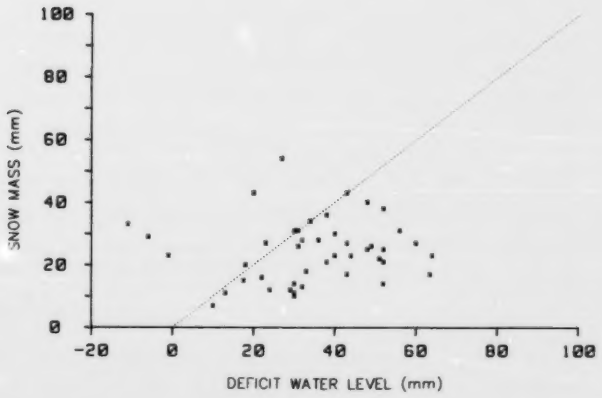


**Figure 12. Snow mass in relation to the deficit water level at the Jackfish Bay section.**

The relation between solar radiation at the ice/water interface and at 1 m depth (Fig. 14) shows that 25% of the radiation entering the upper water column is absorbed in the top 1 m. This penetration can be expressed in terms of an extinction coefficient k, defined by $I(z) = I_w \exp[-kz]$, where I(z) is radiation at a specified depth, and $I_w$ is radiation at the ice/water interface; a mean value for k is about 0.3.

### Meteorology

Appendix B, Figures B-1 to B-5, shows plots of wind velocity, solar radiation (net shortwave), air temperature, relative humidity, and cloud cover as functions of time. Wind strength is related to synoptic (1- to 2-week) weather patterns, and is generally constrained along the axis of the lake. Air temperature and solar radiation are clearly dominated by seasonal trends, while relative humidity and cloud cover exhibit strong day-to-day variability.

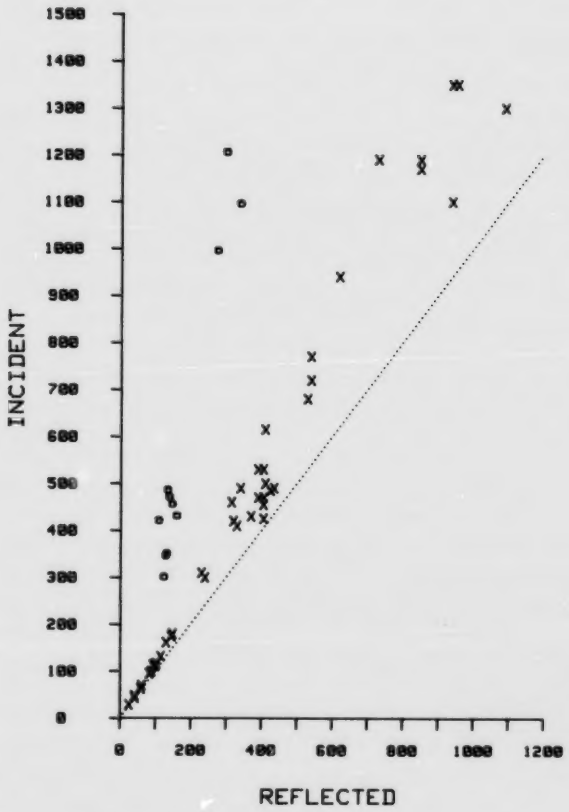


**Figure 13. Incident solar radiation in relation to reflected solar radiation at the Jackfish Bay section. (The symbol *o* is used to distinguish measurements obtained during the April transect under conditions of no snow cover.)**

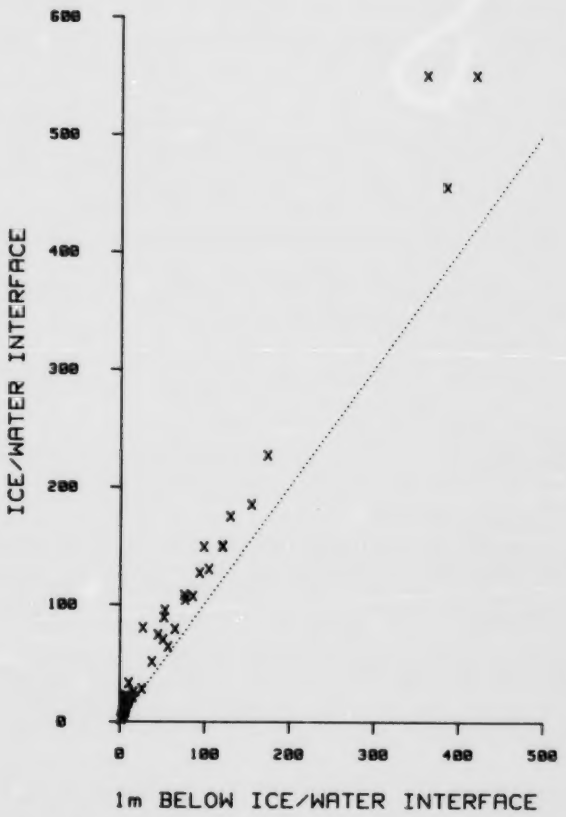


**Figure 14. Solar radiation at the ice/water interface in relation to solar radiation 1 m below the ice/water interface at the Jackfish Bay section.**

## WINTER TEMPERATURE STRUCTURE

### Forcing Parameters

Circulation and mixing within the lake are forced by the wind W, by river through-flow R, and by surface heat exchange Q. Following Fisher *et al*. (1979), the influence of the wind is given by the turbulent friction velocity $w_* = (\tau/\rho_w)^{1/2}$, defined in terms of the wind stress $\tau = C_d \rho_a W^2$ (kg m$^{-1}$ s$^{-2}$), where $C_d$ is the drag coefficient ($1.3 \times 10^{-3}$), and $\rho_w$ and $\rho_a$ are the densities of water (999.975 kg m$^{-3}$) and air (1.2 kg m$^{-3}$), respectively. By analogy, the influence of river through-flow is given by the turbulent advection velocity $r_* = (C_d u_r^2)^{1/2}$, where $u_r$ is the mean velocity of river through-flow (see Wiegand and Carmack, 1982). Finally, the influence of surface cooling is given by the turbulent convection velocity $q_* = (Bh_1)^{1/3}$, defined in terms of the buoyancy flux $B = g\alpha Q(c_p \rho_w)^{-1}$ (m$^2$ s$^{-3}$), where Q is the surface heat flux, $\alpha$ is the coefficient of thermal expansion ($68 \times 10^{-4}$ °C$^{-1}$ at 8 °C), and $c_p$ is the specific heat (4 194 J kg$^{-1}$ °C$^{-1}$). In the present case the surface heat flux is computed from the observed change in heat content as a function of time (see below).

Note that $w_*$ is only meaningful prior to freeze-up, while $b_*$ is only meaningful during periods when heat exchange promotes convection.

A comparison of the turbulent velocity scales (Appendix C, Figs. C-1 to C-3) shows the following features.

(1) During late summer and early fall, $w_*$ is generally the dominant fluctuating component, with typical values of 0.002 to 0.005 m s$^{-1}$ and maximum values approaching 0.010 m s$^{-1}$. When the continuous ice cover forms, $w_*$ vanishes.

(2) During fall (prior to overturn and surface temperatures above 4°C), $b_*$ has a value comparable to $w_*$, with typical values in the range of 0.004 to 0.006 m s$^{-1}$. Cooling at temperatures below 4°C adds buoyancy to the lake, and hence $b_*$ vanishes.

(3) The $r_*$ term is small, of order 0.002 or less. During the period of full ice cover, however, when both $w_*$ and $b_*$ vanish, $r_*$ becomes the dominant source of turbulence.

### Thermal History

The thermal history of the lake was recorded by three thermistor chains. Chain A was a 40-m chain located near the southern end of the lake on the eastern side so that the temperatures recorded there would include those of riverine influence. Chain B was an 80-m chain placed at the southern end of the lake, but out of the region of riverine influence. The data recorded by it should reflect the fundamental (first mode) internal seiche. Chain C was a 120-m chain located at midlake near its deepest part. Because this site is near the node of the first mode seiche, changes in thermal structure here will reflect more on the seasonal meteorological forcing of the lake than on the internal seiching.

To describe the seasonal temperature structure of Lake Laberge, thermistor chain data were plotted both as isotherm depth as a function of time (Appendix D, Fig. D-1) and as daily mean profiles (Appendix D, Fig. D-2). A summary of the seasonal temperature structure, based on bimonthly mean profiles, is shown in Appendix D, Figure D-3. It should be noted here that the depths plotted are accurate to within 2 m. Visual inspection of these plots in relation to the external forcing parameters leads to the following description.

The first three weeks of September reveal the lake to contain large amplitude (30- to 40-m, peak-to-peak) oscillations, which are associated with the first-mode internal seiche. They are most notable in data from A and B at the end of the lake and are missing in data from C at the middle station, the latter being located near the node for this mode. Instead, C contains waves of shorter period (about 2 days) with an antiphase relationship to the motion at B, and likely associated with a binodal seiche. The amplitude of the seiche increases towards the end of the month, possibly because of partial resonance with the wind.

During the last week of September, storm winds (Appendix B, Fig. B-1) around the 20th radically modify the thermal structure, which is then further disturbed during a wind reversal on the 26th. Hence, at the beginning of October, the lake has a much deeper, cooler surface mixed layer. Large amplitude, wind-driven seiching is still prominent with a strong north wind driving isotherms to the bottom at the southern end of the lake on October 4. Thereafter the lake gradually cools its large surface layer with occasional assistance from the wind. Isotherms progressively bend upward and disappear from the lake. A sharp increase in the depth of the isotherms immediately before their surfacing, together with a slight warming of the bottom layers, indicates some degree of penetrative convection.

Overturn, where the lake is essentially isothermal at a temperature near 4°C, takes place in early November and occurs at the shallower stations first.

While the main body of the lake is in full circulation, further cooling results in inverse stratification in shallower portions first, as evidenced by the isotherms from stations A and B. Winds are light for most of the last three weeks of November and into the first week of December so that as the lake continues to cool, the stratification continues. From December 5 to 10, the isotherms are severely depressed by strong winds out of the north, which together with extreme low temperatures further cool the lake. On December 10 the winds drop, and ice is seen to form on the lake's surface.

With the formation of an ice cover, the lake is shielded from the wind. The subsequent rebound of the isotherms is gradual and with virtually no overshoot, resembling very much a damped wave. By December 21 no evidence of the seiche remains.

At the beginning of January 1984, the lake has a fairly level thermal structure, although with some evidence of small amplitude internal motions, especially at the midlake station. These small motions may be related to atmospheric pressure disturbances, to instabilities in the throughflow circulation, or to disturbances associated with the inflow and outflow. The movement of the isotherms is not necessarily coherent and there is some evidence of spreading isotherms, indicating higher vertical mode internal waves. Bottom waters tend to warm up as the month progresses, with some evidence of a fairly large amplitude (10 m) wave in the deepest portions of the lake. This trend in bottom temperature continues through February. Upper isotherms from the southern end of the lake are mainly flat, although at midlake some wave motion occurs. Motion below the 3°C isotherm is antiphase with that occurring above, so a higher vertical mode seiche is indicated here also. Through March, however, the lake becomes quiet and there is virtually no motion of the isotherms.

In April we begin to see gradual but notable warming at all stations as cooler isotherms rise and disappear from surface waters. This is coincident with the breakup and warming of the upstream river (Alford and Carmack, 1987) so that warming of the lake is affected by the inflow. As well there is some indication of episodes of diurnal (penetrative) convection at C. Indications of internal seiching appear at station B as the isotherms rise and then fall during the month in a slow undulation. This wave motion continues into May with increasing amplitude. In addition, there is a strong indication of penetrative convection during the second week in May, especially at station C.

On 15 May there is a dramatic increase in internal wave activity at all stations. Since the lake is still ice-covered at this time, this behaviour is difficult to explain. We note, however, that this is the date inflow begins to rise. Also, inflow temperatures now are above 4°C, so that the cabbeling instability is operative.

Heat continues to penetrate the lake as it nears spring overturn in the early weeks of June. Breakup occurs during the first week of June, after which time the lake stratifies. Note that the onset of stratification is aided by the down-lake spreading of river water, so that stratification develops first at A, then at B, and finally at C (Carmack *et al.*, 1979).

**Heat Budget**

The approach taken here is one of directly calculating the total heat flux as the rate of change of heat content in the lake. To do this, data from the midlake thermistor chain are used as an indicator of the lakewide average temperature profile. Obviously, data from only one location are likely to be aliased by internal waves; however, this error should be minimal at midlake, where the amplitude of the first mode internal seiche is presumed to be small.

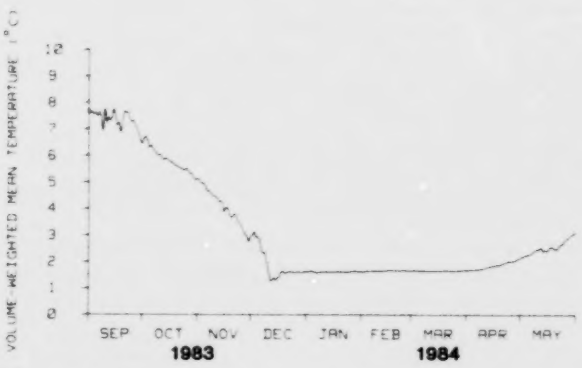


**Figure 15. Volume-weighted mean temperature as a function of time.**

The volume-weighted mean temperature of Lake Laberge as a function of time is shown in Figure 15. The corresponding heat content at any given time is $H = \rho_w c_p V\langle T\rangle$, where V is lake volume ($10.8 \times 10^9$ m$^3$) and $\langle T\rangle$ is the volume-weighted mean temperature at any given time. The high frequency fluctuations in Figure 15 are likely associated with internal wave activity, and are thus disregarded. The following annual trend is noted. Prior to freeze-up in mid-December the mean cooling rate is 0.067°C d$^{-1}$. Throughout midwinter the mean temperature remains nearly constant because of the insulating effect of the ice cover. Warming commences in late April because of the penetration of solar radiation through the ice cover and the influx of warm river water.

The corresponding heat flux (computed from the rate of change of volume-weighted mean temperature and latent heat) as a function of time is shown in Figure 16. Again ignoring high frequency fluctuations caused by internal waves, the fall heat flux is observed to be about 175 to 200 W $m^{-2}$. In midwinter the heat flux computed from the change in heat content is small. However, taking the latent heat flux into account during the initial period of ice formation, an additional flux of order 100 W $m^{-2}$ is obtained.

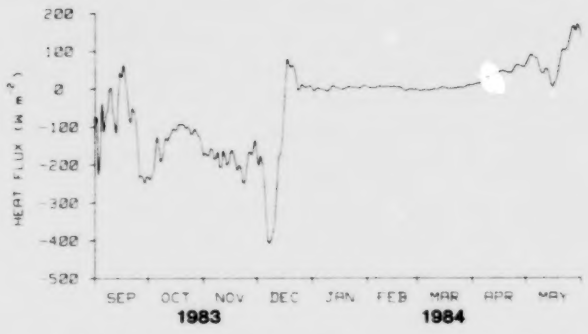


**Figure 16. Heat flux (computed from the rate of change of volume-weighted mean temperature and latent heat) as a function of time.**

## THROUGH-FLOW AND WATER MASS FORMATION

The movement of river water through a lake during winter affects heat exchange, ice thickness, and the dispersion of material (Melin, 1948; Tesaker, 1973; Stigebrandt, 1978; Svensson and Larsson, 1980; Hamblin *et al.*, 1986). Still, very little is known about riverine circulation in ice-covered lakes because of the very small velocities involved. For example, suppose the inflow of 150 $m^3$ $s^{-1}$ moves through the upper 15 m of the lake in a 2-km wide current. Dividing the flow by the cross-sectional area yields a velocity of order 0.005 m $s^{-1}$, or about 400 m $d^{-1}$.

Some idea of the expected riverine circulation can be gained from physical considerations. Since the inflow has a temperature near 0°C, its density is less than that of lake water, and thus must spread as a buoyant plume within the upper layers of the lake. If the flow is further assumed to be influenced by Coriolis forces, it may be treated as a boundary gravity current (Griffiths, 1986). Theoretical and laboratory studies of such currents show they propagate only with a boundary on their right-hand side (in the northern hemisphere). In Lake Laberge this means that the riverine flow should be most intense along the eastern margin of the lake ("right margification"). However, the current is also acted on by frictional resistance, both at the ice/water interface and at lower levels. This effects an Ekman-type transport of water away from the eastern margin of the lake, which tends to broaden the current downlake (Stigebrandt, 1978; Svensson and Larsson, 1980).

Using these physical considerations as guidelines, and taking into account the small speeds involved, property distributions are next examined as a way of inferring circulation patterns.

### Temperature and Conductivity Sections

Transverse sections of temperature (T) and conductivity relative to 25°C ($C_{25}$) across the lake at Jackfish Bay at various times in winter are shown in Appendix E, Figure E-1. This section is approximately 7 km from the river mouth and 4 km from the delta break.

Throughout winter the lake exhibits reverse stratification with temperature increasing monotonically with depth. The largest temperature gradient (winter thermocline) lies at 30 to 45 m depth between the 1.2°C and 2.0°C isotherms. Here the vertical gradient of temperature is about 0.05°C $m^{-1}$, and the vertical gradient of density, $d\rho/dz$, is about 0.002 kg $m^{-4}$. Here, density is computed using the equation of state given by Chen and Millero (1977). The buoyancy frequency, which determines the upper frequency limit for internal wave motions, is defined as $N = [(g/\rho)(d\rho/dz)]^{1/2}$. Within the winter thermocline, this parameter has values of about $0.5 \times 10^{-2}$ $s^{-1}$. Isotherms within and above the thermocline show a weak tendency to be concave upwards, while deeper isotherms tend to slope upward toward the east shore.

During winter the temperature of inflow water remains colder and less dense than lake water, so it tends to spread in the upper layers of the lake. In addition, the conductivity of inflow water increases in winter. These two characteristics affect the $C_{25}$ distribution. For example, almost all variability in $C_{25}$ occurs above the winter thermocline. A curious feature is the persistent occurrence of isolated conductivity inversions at midlake immediately above the thermocline.

Sections of T and $C_{25}$ along the axis of the lake are shown in Appendix E, Figure E-2. Note here that the isopleths of temperature and conductivity are essentially level except for distortions near the inlet and outlet. For example, isotherms near the inlet are typically concave upwards and centred at the JB section, while isotherms show a strong tendency to diverge beginning near the LL section. Conceivably, these distortions reflect geostrophic readjustment in the through-flow.

The February 14 section shows a near-bottom layer of high $C_{25}$ water at the south end of the lake. The source of this layer is presently unknown. It is clearly not of river origin because of its high temperature. It may be related, however, to the release of dissolved solids from sediments in a manner similar to that described by Mortimer and Mackereth (1958).

**Temperature and Conductivity Correlation Diagrams**

Correlation diagrams are widely used by oceanographers to identify and trace water masses (see Mamayev, 1975, for review). If the plotted data on such a diagram fall on a straight line, then the mixing is supposed to be between the two end-member water masses, to be conservative in that no external sources or sinks exist, and to be steady in that the properties of the end-member constituents remain constant over a time period longer than the flushing time of the system. However, if a curved or broken line results, then either several water masses exist, the mixing involves non-conservative properties, or the system is unsteady (Loder and Reichard, 1981). Keeping these general guidelines in mind, we will examine the observed temperature/conductivity ($T/C_{25}$) correlation curves from Lake Laberge.

Figure 17 shows the family of $T/C_{25}$ curves from three midlake stations for each of the three lakewide surveys. While some individual variation exists, one feature is clear, namely, the break in the individual curves that occurs at temperatures between 0.8 °C and 1.6°C. This break takes place at lower temperatures (shallower depths) with distance downlake. The $T/C_{25}$ break is easily understood from the point of view of an unsteady mixing model, taking into account the seasonality of the conductivity of river water. At overturn the lake was presumably well mixed; hence the entire lake would exist as one point (4°C, 92 $\mu$S m$^{-1}$) on the correlation plot. Then, as the surface of the lake cooled and froze, the $T/C_{25}$ curve would appear as a vertical line extending down 92 $\mu$S m$^{-1}$ from 0°C to about 4°C. With no external inputs (i.e., in steady state), the lake would retain this $T/C_{25}$ structure throughout the winter. However, the river adds cold, high conductivity water to the system on a time scale commensurate with the residence time of the upper layers of the lake. Because of this variation in end-member concentration with time, the $T/C_{25}$ curve develops a bend that broadens through the winter.

A conclusion that follows from this analysis is that the break in the $T/C_{25}$ curve represents the maximum depth of water influenced by winter inflow, i.e., the depth of the riverine layer. We will refer to this break as the water mass boundary, and to the water above this break as the moving layer.

**Horizontal Property Distributions**

The use of water property maps to infer horizontal circulation relies on the assumption that the main pathways of flow from source regions result in patterns or tongues in the property distributions. The approach is to first define a meaningful mapping surface for the water mass in question, and then to examine the distribution of some variable or tracer on that surface in relation to a known source.

In the present case, we examine two surfaces that relate to the riverine layer: the 0.5°C isothermal surface and the base of the water mass boundary defined above. The 0.5°C isothermal surface was chosen for mapping because it lies within the riverine layer, it closely approximates an isopycnal surface, and temperature may be treated as a nearly conservative property in winter. For this surface we plot its depth and the distribution of $C_{25}$ (Appendix F, Figs. F-1 to F-3).

The $T/C_{25}$ break was chosen as a second mapping surface because it appears to be the best indication of the base of the riverine layer. For this surface we plot its depth and the corresponding distribution of temperature (Appendix F, Figs. F-4 to F-6). From these maps the following general patterns are noted.

(1) There is a tendency for the depths of both the 0.5°C surface and the water mass boundary to be deeper at the south end of the lake than at the north, and to be deeper along the east shore than along the west. This is consistent with the notion of a river-induced flow that initiates from the south end of the lake and flows along the east shore. The latter behaviour is likely a consequence of the Coriolis force.

(2) Conductivity on the 0.5°C surface exhibits a weak tendency to decrease from south to north and from east to west. Again, this is consistent with the idea of a riverine flow that moves preferentially along its right-hand shoreline in the direction of flow.

(3) Temperature on the water mass boundary tends toward higher temperatures along the south and east boundaries of the lake. Further, there is a gradual warming of this surface through winter. This behaviour suggests that the effects of entrainment of ambient lake water into the riverine layer is more advanced near the inflow, and that the entraining front slowly deepens through winter.

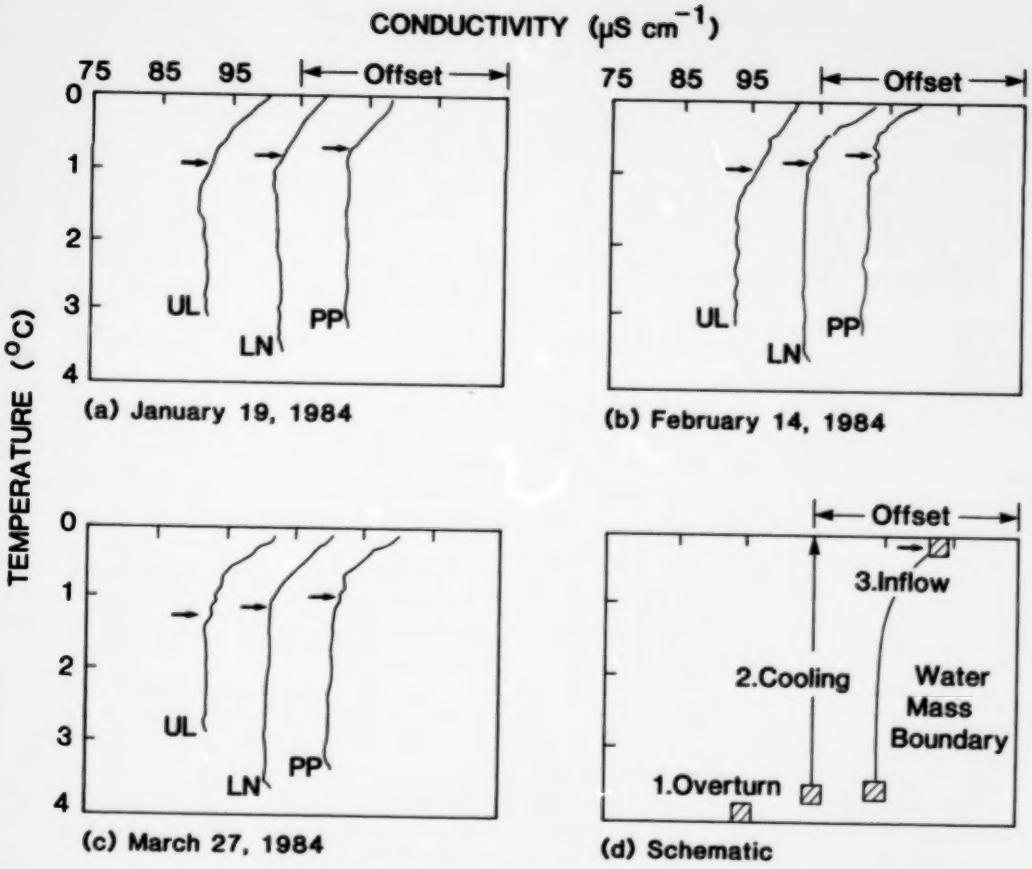


Figure 17. $T/C_{25}$ correlation curves at three midlake stations for each of the three lakewide surveys and schematic diagram showing $T/C_{25}$ curve evolution arising from through-flow. Curves in each plot are offset by 10 μS cm$^{-1}$; arrows denote the approximate position of the water mass boundary.

### Inlet Dynamics

As noted earlier, an area of open water or thin ice invariably occurs in the vicinity of the inlet immediately beyond the delta break (Fig. 8). While the delta break itself is very broad, about 3 km, the zone of thin ice is narrow, about 200 m. This is because during winter the water level in the lake drops over 2 m, and freezing drops the effective water level an additional 1 m. This means that most of the delta face is covered with landfast ice. Hence, the winter inflow must enter the lake by means of one or more prodeltaic conduits. As a result, the flow is strongly channelized (Fig. 18), and the velocity of water entering the lake may actually be higher in winter than in summer, even though the total streamflow is much less.

The consequences of this situation are illustrated by observations obtained in the area and shown in Figure 19. River water meets the lake moving through the conduit with velocities near 1 m s$^{-1}$ (Fig. 19c). Upon entering the lake, this water spreads at the surface as a buoyant, turbulent jet. Here the entrainment of ambient lake water due to turbulence and enhanced vertical heat transfer caused by horizontal velocity near the ice/water boundary combine to produce a narrow zone of thin ice extending into the lake.

Additional evidence of strong mixing near the inlet jet is given by temperature profiles obtained from the area shown in Figure 19a. These profiles (Fig. 20) display temperature inversions that decrease in intensity with distance from the point of inflow. Indication that the intensity of turbulent mixing decreases with distance from the point of inflow is also shown in profiles of the vertical density gradient (Fig. 21). Stations near the inlet show negative values, evidence of overturning by mechanical stirring.

**Figure 18. Pro-deltaic channels in the inlet.**

The inflow domain may be treated as a turbulent jet in a stratified fluid (Jirka *et al.*, 1981; Chu and Baddour, 1984). In this case the jet has characteristic features of length $L_o$ = 800 m, width $b_o$ = 200 m, and initial velocity $v_o$ = 0.8 m $s^{-1}$. Because the jet extends farther than one Rossby radius into the lake and lies farther than one Rossby radius from a boundary, anticyclonic eddies are likely formed and shed at the jet's tip.

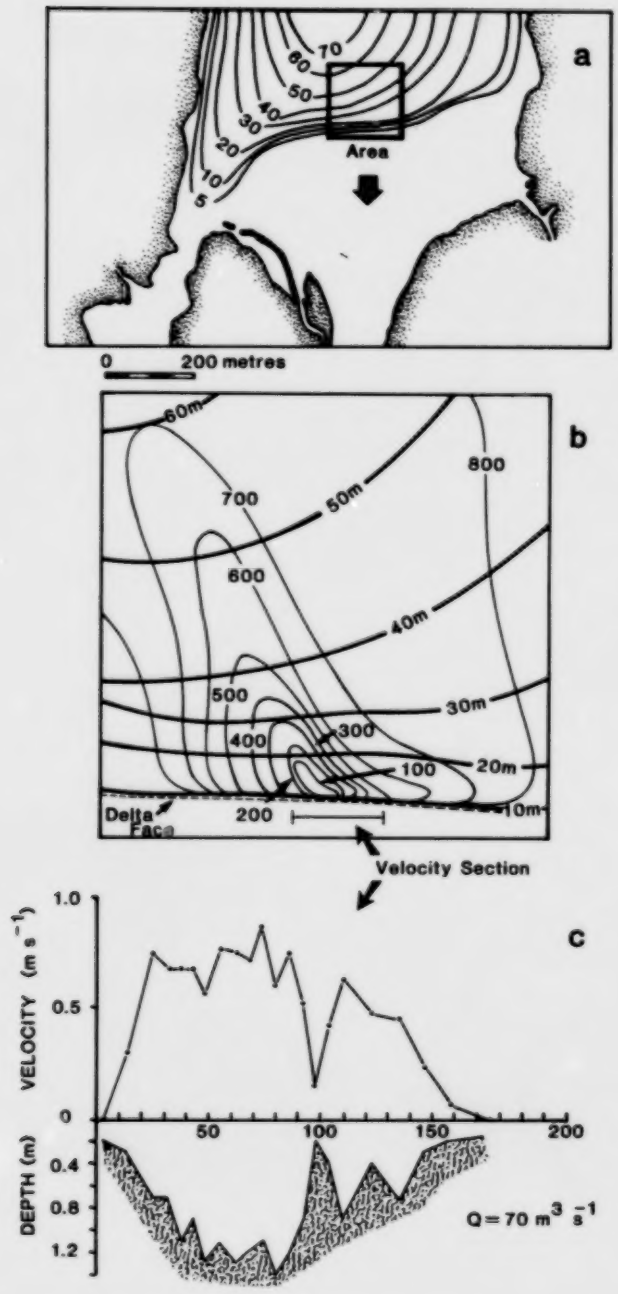


Figure 19. Plots showing (a) study area for the inlet survey, (b) ice thickness and water depth, and (c) the horizontal profile of velocity at the inlet.

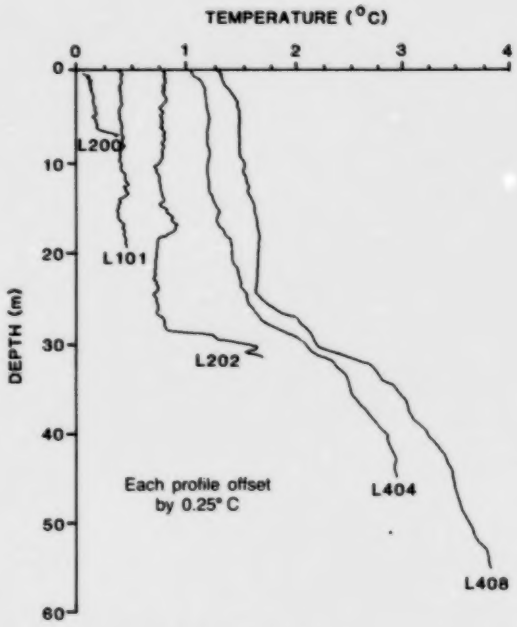


Figure 20. Temperature near the inlet.

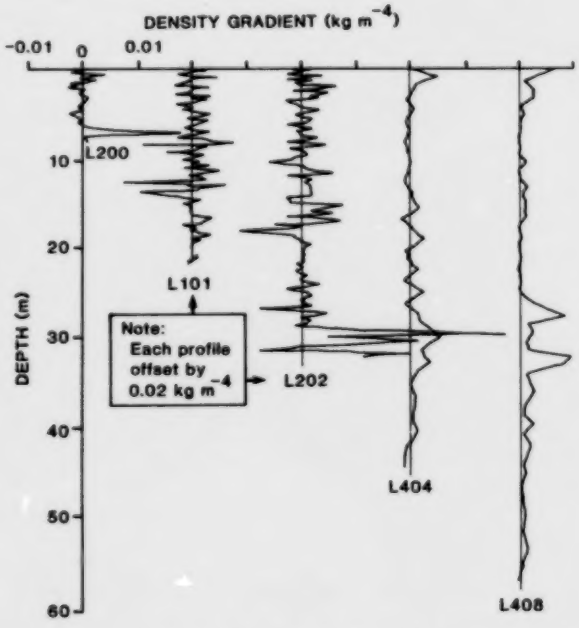


Figure 21. Density gradient near the inlet.

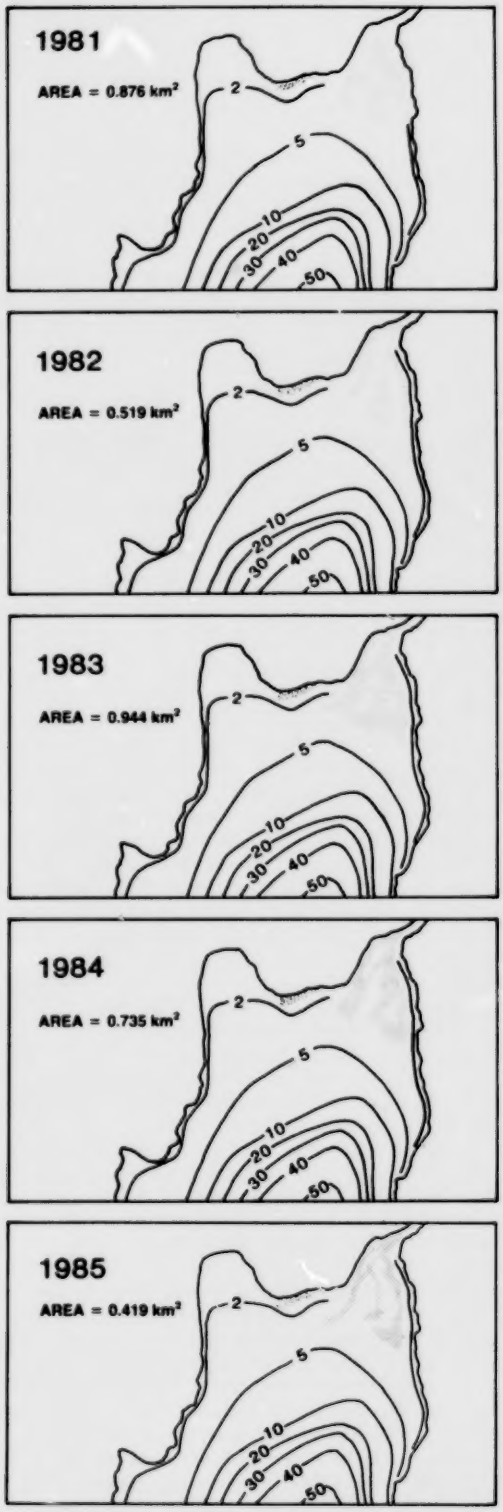


**Figure 22. Open water surface area at the outlet.**

## Outlet Dynamics

The outlet areas of ice-covered lakes are very important from an ecological point of view. The open water area or polynya is a critical habitat for overwintering waterfowl. The region of thin ice surrounding the polynya is subject to breakup earlier than the main lake, and thus serves as an early staging area for migratory birds. Because of upwelling, clarity of water, and a stable substrate, lake outlets are also fairly productive areas.

Maps of open water surface area in midwinter for the period 1981 to 1985 (Fig. 22) show an average ice-free area of 0.70 km$^2$ (0.22 km$^2$ std. dev.). The outer boundary of the polynya is fairly constant from year to year, suggesting it is largely controlled by the interaction of flow with bathymetry (also, see Hamblin *et al.*, 1986).

A section of temperature approaching the outlet obtained in March 1983 is shown in Figure 23. Isotherms remain relatively flat up to within about 2 km of the outlet. At this point isotherms above 20 m depth are disturbed. In particular, temperatures and temperature gradients in the upper 6 to 8 m of the lake increase, while deeper temperatures and temperature gradient decrease. The near-surface effects relate to flow convergence and upwelling. The deeper effects are probably caused by mixing at the bottom and the establishment of a return (uplake) flow below the outflowing water.

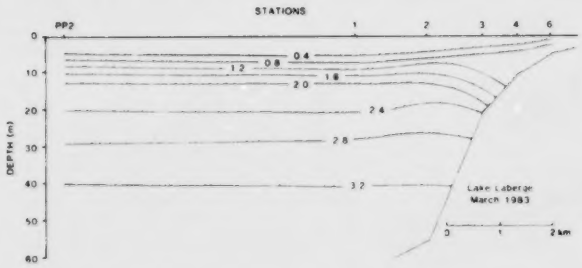


**Figure 23. Temperature section near the outlet.**

Stigebrandt (1978) gives an equation for computing the withdrawal depth for surface outflows, $h_o = 1_o (Q^2/N^2 B_o^2 D_o)^{1/3}$, where $1_o$ is a constant (0.74), Q is streamflow, N is the buoyancy frequency, and $B_o$ and $D_o$ are the width and depth of the lake at its outflow. Taking values appropriate to the midwinter outflow of Lake Laberge (i.e., Q = 150 m$^3$ s$^{-1}$, $B_o$ = 200 m, $D_o$ = 3 m, and N = 5 x 10$^{-2}$ s$^{-1}$), we find $h_o$ = 15 m. While it does not appear that water from this depth is actually leaving the lake (Fig. 23), it is close to the depth that isotherms are disturbed by the outflow circulation.

## DISCUSSION

Because of its winter through-flow, Lake Laberge also has many of the physical characteristics of a deep, ice-covered reservoir. Thus it can be used as a prototype for developing numerical models of both lake and reservoir systems, providing that the dominant physical processes are identified.

What has been done with regard to the numerical modeling of stratification (e.g., thermal structure) in ice-covered lakes with through-flow? Several "freezing day" models have been described (e.g., Pivovarov, 1972). These are bulk models, however, which ignore lake processes. Sundaram and Rehm (1973), Rahman (1978), Killworth and Carmack (1979), and Omstedt and Sahlberg (1983) developed temperature structure models for the period of reverse stratification, but did not include ice formation. Svensson and Larsson (1980) discussed the turbulent Ekman layer in an ice-covered lake, but again omitted ice growth and decay. Wake and Rumer (1979) and Brossia *et al.* (1981) developed models directed at surface ice formation, but neglected the thermodynamic coupling between the ice cover and the underlying water. Patterson and Hamblin (1986) coupled the thermodynamic ice/snow model of Maykut and Untersteiner (1971) with a lake mixing model originally developed by Imberger *et al.* (1978) using the boundary layer parameterization of Hamblin *et al.* (1986). Because the model is one-dimensional (1-D), however, the effects of inflow, through-flow, and outflow circulation require further parameterization.

At this point is should be apparent that there are tremendous difficulties in constructing realistic 1-D models of the winter regime of northern lakes and reservoirs. Based on the present study of Lake Laberge, it would appear that certain processes and events are of general significance with regard to the winter limnology and ice regime of a large northern lake with winter ice cover and through-flow.

(1) As lakes cool toward 4°C, they become strongly two- and three-dimensional in character in that large spatial differences in circulation and mixing may occur. These features must be properly parameterized to allow their effects to be incorporated in a 1-D model.

(2) To model the wintertime stratification in deep lakes properly, it is also necessary to incorporate two thermodynamic properties of fresh water: first, that the temperature of maximum density decreases with depth; and second, that the compressibility of cold water is greater than that of warm water.

(3) The initial freeze-over period is extremely complex, and the criteria for ice-cover formation under a balance of varying wind, snowfall, and cooling conditions is still unknown.

(4) The behaviour of through-flow, including mixing at inlet and outlet regions, must be understood before proper parameterization is possible.

(5) The general problem of water movement under ice, e.g., the gravitational circulation associated with the generation of horizontal density gradients, is important since it results in a significant redistribution of water masses.

(6) A proper treatment of ice decay requires consideration of the optical properties of ice and snow, of convection in the underlying water, and of the physical evolution of the ice itself.

## REFERENCES


Adams, W.P. 1981. Snow and ice on lakes. In *Handbook of Snow: Principles, Processes, Management Use*, ed. D.M. Gray and D.H. Hale, pp. 437-74. New York: Pergamon Press.

Adams, W.P., and D.C. Lasenby. 1978. The role of ice and snow in lake heat budgets. Limnol. Oceanogr., 23: 1025-28.

Alford, M.E., and E.C. Carmack. 1987. Observations on ice cover and streamflow in the Yukon River near Whitehorse during 1983/84. NHRI Pap. No. 32, Sci. Ser. No. 152, National Hydrology Research Institute, National Hydrology Research Centre, Inland Waters/Lands Directorate, Environment Canada, Saskatoon, Sask.

Ashton, G.D. 1980. Freshwater ice growth, motion and decay. In *Dynamics of Snow and Ice Masses*, ed. S. Colbeck, pp. 261-304. New York: Academic Press.

Ashton, G.D. 1982. Theory of thermal control and prevention of ice in rivers and lakes. Adv. Hydrosci., 13: 131-85.

Ashton, G.D. 1983a. Lake ice decay. Cold Reg. Sci. Technol., 8: 83-86.

Ashton, G.D. 1983b. First-generation model of ice deterioration. In *Frontiers in Hydraulic Engineering*, ed. H.T. Shen, pp. 273-77. Am. Soc. Civ. Eng., New York.

Baines, W.D. 1961. On the transfer of heat from a river to an ice sheet. Trans. Eng. Inst. Can., 5: 27-32.

Bengtsson, L. 1978. Winter stratification in a lake dominated by through-flow. In *Modelling of Dynamic Phenomena in Lakes*, ed. L. Bengtsson, Div. Water Resour. Eng. Ser. A, No. 10, pp. 24-45. University of Lulea, Sweden.

Bengtsson, L. 1981. Experiences on the winter thermal regimes of rivers and lakes with emphasis on Scandinavian conditions. In Proc. Int. Symp. Ice, Quebec, pp. 11-54.

Bennett, E.B. 1975. Evidence of minimum potential energy as a constraint on large-scale mixing in oceans and lakes. Canada Centre for Inland Waters, Environment Canada, Burlington, Ont. Unpub. ms.

Bennett, E.B. 1978. Characteristics of the thermal regime of Lake Superior. J. Great Lakes Res., 4: 310–19.

Bennett. J.R. 1971. Thermally driven lake currents during the spring and fall transition periods. In Proc. 14th Conf. Great Lakes Res., Int. Assoc. Great Lakes Res., Ann Arbor, Mich., pp. 535–44.

Bilello, M.A. 1980. Maximum thickness and subsequent thickness of lake, river, and fast sea ice in Canada and Alaska. Report 80–6, U.S. Army Corps Eng. Cold Reg. Res. Eng. Lab., Hanover, N.H.

Bolsenga, S.J. 1981. Radiation transmittance through lake ice in the 400–700 nm range. J. Glaciol., 27: 57–66.

Bowman, M.J., and A. Okubo. 1978. Cabbeling at thermohaline fronts. J. Geophys. Res., 83: 6173–78.

Brooks, I., and W. Lick. 1972. Lake currents associated with the thermal bar. J. Geophys. Res., 77 : 6000–13.

Brossia, M. de, J.M. Baldasano, and B. Coupal. 1981. Modelling the formation and melting of ice cover. In *Simulating the Environmental Impact of a Large Hydroelectric Project*, ed. N. Therien, pp. 39–43. Society for Computer Simulation, La Jolla, Calif.

Carmack, E.C. 1979. Combined influence of inflow and lake temperatures on spring circulation in a riverine lake. J. Phys. Oceanogr., 9: 422–34.

Carmack, E.C. 1986. Circulation in ice-covered waters. In *Air-Sea-Ice Interaction*, ed. N.J. Untersteiner, NATO Advanced Study Institute. Seattle: University of Washington Press. In press.

Carmack, E.C., and D.M. Farmer. 1982. Cooling processes in deep, temperate lakes: a review with examples from two lakes in British Columbia. J. Mar. Res., 40 (Supplement): 85–111.

Carmack, E.C., C.B.J. Gray, C.H. Pharo, and R.J. Daley. 1979. Importance of lake-river interaction on seasonal patterns in the general circulation of Kamloops Lake. Limnol. Oceanogr., 24: 634–44.

Chen, C.T., and F.J. Millero. 1977. The use and misuse of pure water PVT properties for lake waters. Nature, 266: 707–8.

Chu, V.C., and R.E. Baddour. 1984. Turbulent gravity-stratified shear flows. J. Fluid Mech., 138: 353–78.

Eckel, O. 1949. Über die Mischungsarbeit von Stabil Geschichteten Wassermassen. Arch. Meteorol. Geophys. Bioklimatol., 1: 264–69.

Eklund, H. 1963. Fresh water: temperature of maximum density calculated from compressibility. Science, 142: 1457–58.

Eklund, H. 1965. Stability of lakes near the temperature of maximum density. Science, 149: 632–33.

Ekman, V.W. 1934. George Wust: Das Bodenwasser und die Gliederung der Atlantischen Tiefsee. J. Cons., 9: 192–94.

Elliot, G.H., and J.A. Elliot. 1970. Laboratory studies on the thermal bar. In Proc. 13th Conf. Great Lakes Res., Int. Assoc. Great Lakes Res., Ann Arbor, Mich., pp. 413–18.

Farmer, D.M. 1975. Penetrative convection in the absence of mean shear. Q. J. R. Meteorol. Soc., 101: 869–91.

Farmer, D.M., and E.C. Carmack. 1981. Wind mixing and restratification in a lake near the temperature of maximum density. J. Phys. Oceanogr., 11: 1516–33.

Fisher, H.B., E.J. List, R.C.Y. Koh, J. Imberger, and N.H. Brooks. 1979. *Mixing in Inland and Coastal Waters*. New York: Academic Press.

Fofonoff, N.P. 1961. Energy transformations in the sea. Fish Res. Board Can., Ms. Rep. Ser. 109.

Gebhart, B., and J.C. Mollendorf. 1978. Buoyancy induced flows in water under conditions in which density extrema may arise. J. Fluid Mech., 89: 673–707.

Gilpin, R.R., T. Hirata, and K.C. Cheng. 1980. Wave formation and heat transfer at an ice-water interface in the presence of a turbulent flow. J. Fluid Mech., 89: 619–40.

Gow, A.J., and J. Govoni. 1982. Observations and analysis of Post Pond ice growth. Report 82–00. U.S. Army Corps Eng. Cold Reg. Res. Eng. Lab., Hanover, N.H.

Grenfell, T.C., and G.A. Maykut. 1977. The optical properties of ice and snow in the arctic basin. J. Glaciol., 18: 445–63.

Griffiths, R.W. 1986. Gravity currents in rotating systems. Annu. Rev. Fluid Mech., 18: 59–89.

Hamblin, P.F., E.C. Carmack, and Y.R. Marmoush. 1986. On the rate of transfer of heat between a lake and an ice sheet. Submitted for publication in J. Geophys. Res.

Hamblin, P.F., and G. Ivey. Convection near the temperature of maximum density due to horizontal temperature differences. In preparation.

Hobie, J.E. 1973. Arctic limnology: a review. In *Alaskan Arctic Tundra*, ed. M.E. Britton, pp. 127–68. Arct. Inst. North Am., Tech. Pap. 25.

Huang, J.C. 1972. The thermal bar. Geophys. Fluid Dyn., 3: 1–25.

Hutchinson, G.E. 1941. Limnological studies in Connecticut. IV. The mechanism of intermediary metabolism in stratified lakes. Ecol. Monogr., 11: 21–60.

Hutchinson, G.E. 1957. *A Treatise on Limnology*, Vol. 1. New York: Wiley.

Imberger, J. 1980. Selective withdrawal: a review. In Proc. 2nd Int. Symp. Stratified Flows, ed. T. Carstens and T. McClimans, pp. 381–400. Trondheim: Tapir Press.

Imberger, J., J. Patterson, B. Hebbert, and I. Loh. 1978. Dynamics of reservoir of medium size. J. Hydraulic. Div., Am Soc. Civ. Eng., 104: 725–43.

Jirka, G.H., E.E. Adams, and K.D. Stolzenbach. 1981. Buoyant surface jets. J.Hydraul. Div. Am. Soc. Civ. Eng., 107: 1467–87.

Johnson, L. 1964. Temperature regime of deep lakes. Science, 144: 1336–37.

Johnson, L. 1966. Temperature of maximum density of fresh water and its effects on the circulation in Great Bear Lake. J. Fish. Res. Board Can., 23: 725–43.

Kao, T.W. 1976. Selective withdrawal criteria of stratified fluids. J. Hydraul. Div., Am. Soc. Civ. Eng., 102: 717–29.

Killworth, P.D., and E.C. Carmack. 1979. A filling-box model of river-dominated lakes. Limnol. Oceanogr., 24: 201–17.

La Perriere, J.D. 1981. Vernal overturn and stratification of a deep lake in the high subarctic under ice. Verh. Int. Ver. Theor. Angew. Limnol., 21: 288–92.

Likens, G.E., and R.A. Ragotzkie. 1965. Vertical water motions in a small ice-covered lake. J. Geophys. Res., 70: 2333–44.

Loder, T.C., and R.P. Reichard. 1981. The dynamics of conservative mixing in estuaries. Estuaries, 4: 64–69.

Maguire, R.J. 1975. Light transmission through snow and ice. Tech. Bull. No. 91, Canada Centre for Inland Waters, Inland Waters Directorate, Environment Canada, Burlington, Ont.

Mamayev, O.I. 1975. *Temperature-Salinity Analysis of World Ocean Waters*. Amsterdam: Elsevier.

Marles, E.M. 1985. Limnological survey techniques from small aircraft. Tech. Bull. No. 139, National Water Research Institute, Pacific and Yukon Region, Inland Waters Directorate, Environment Canada, Vancouver, B.C.

Maykut, G.A., and N. Untersteiner. 1971. Some results from a time-dependent thermodynamic model of sea ice. J. Geophys. Res., 76: 1550–75.

Melin, R. 1948. Currents caused by water flowing through lakes. In P. V. Assemb. Gen. Oslo, Union Geod. Geophys. Int., pp. 373–77.

Michel, B. 1971. Winter regime of rivers and lakes. Monograph III-Bla, U.S. Army Corps Eng. Cold Reg. Res. Eng. Lab., Hanover, N.H.

Mortimer, C.H. 1955. The dynamics of autumn overturn in a lake. Publ. Assoc. Hydrol. Assemb. Gen. Roma, 3: 13-24.

Mortimer, C.H. 1974. Lake hydrodynamics. Mitt. Int. Ver. Theor. Angew. Limnol., 20: 124-27.

Mortimer, C.H., and F.J.H. Mackereth. 1958. Convection and its consequences in ice-covered lakes. Verh. Int. Ver. Theor. Angew. Limnol., 13: 923-32.

Omstedt, A., and J. Sahlberg. 1983. Measured and numerically-simulated autumn cooling in the Bay of Bothnia. Tellus, 35: 231-40.

Palmer, M.D., and J.B. Izatt. 1972. Lake movements with partial ice cover. Limnol. Oceanogr., 17: 403-9.

Parrott, W.H., and W.M. Fleming. 1970. The temperature structure of a mid-latitude, dimictic lake during freezing, ice cover and thawing. Report DA Task 1T061101A91A, U.S. Army Corps Eng. Cold Reg. Res. Eng. Lab., Hanover, N.H.

Patterson, J., and P.F. Hamblin. 1986. Thermal simulation of a lake with winter ice cover. Submitted for publication in Limnol. Oceanogr.

Pivovarov, A.A. 1972. Thermal conditions in freezing lakes and rivers. Izdatel'stvo Moskovskogo Universiteta. Trans. Israel Program for Scientific Translations Ltd. Jerusalem: Keter Publishing House.

Rahman, M. 1978. On thermal stratification in reservoirs during the winter season. Water Resour. Res., 14: 377-80.

Rodgers, G.K. 1965. The thermal bar of the Laurentian Great Lakes. In Proc. 8th Conf. Great Lakes Res., Int. Assoc. Great Lakes Res., Ann Arbor, Mich., pp. 358-63.

Roulet, N.T., and W.P. Adams. 1984. Illustration of the spatial variability of light entering a lake using an empirical model. Hydrobiologia, 109: 67-74.

Scavia, D., and J.R. Bennett. 1980. Spring transition period in Lake Ontario—a numerical study of the causes of large biological and chemical gradients. Can. J. Fish. Aquatic Sci., 37: 823-33.

Schindler, D.W., H.E. Welch, J. Kalff, G.J. Brunskill, and N. Kritsch. 1974. Physical and chemical limnology of Char Lake, Cornwallis Island. J. Fish. Res. Board Can., 31: 585-607.

Scott, J.T. 1974. A comparison of the heat balance of lakes in winter. Tech. Rep. 13, Department of Meteorology, University of Wisconsin, Madison, Wisc.

Sherstyankin, P.P., V.M. Kaplin, and V.N. Maksimov. 1970. Vertical distribution of transparency in Lake Baikal during the under-ice period, and its relation to biological characteristics. Hydrobiol. J., 8: 50-52.

Stewart, K.M. 1973. Winter conditions in Lake Erie with reference to ice and thermal structure and comparisons to Lakes Winnebago (Wisconsin) and Mille Lacs (Minnesota). In Proc. 16th Conf. Great Lakes Res., Int. Assoc. Great Lakes Res., Ann Arbor, Mich., pp. 845-57.

Stewart, K.M., and P.J.H. Martin. 1982. Turbidity and its causes in a narrow glacial lake with winter ice cover. Limnol. Oceanogr., 27: 510-17.

Stigebrandt, A. 1978. Dynamics of an ice-covered lake with through-flow. Nord. Hydrol., 9: 219-44.

Strom, K.M. 1945. The temperature of maximum density of fresh waters. Geofys. Publ., 16: 1-14.

Sundaram, T.R., and R.G. Rehm. 1973. The seasonal thermal structure of deep temperate lakes. Tellus, 25: 157-67.

Svensson, U., and R. Larsson. 1980. A one-dimensional numerical study of some basic features of the flow in ice-covered lakes. J. Hydraul. Res., 18: 251-67.

Tesaker, E. 1973. Horizontal cross-flow temperature gradients in a lake due to Coriolis' force. Hydrol. Lakes Symp., Int. Assoc. Hydrol. Sci., Helsinki, pp. 72-80.

Tikhomirov, A.I. 1963. The thermal bar in Lake Lodoga. Izv. Akad. Nauk. SSSR Ser. Geogr., 95: 134-42. Trans. Am. Geophys. Union, Soviet Hydrol. Sel. Pap., No. 2.

Timms, B.V. 1975. Morphometric control of variation in annual heat budget. Limnol. Oceanogr., 11: 110-12.

Wake, A., and R.R. Rumer. 1979. Effects of surface melt-water accumulation on the dissipation of lake ice. Water Resour. Res., 15: 430-34.

Wiegand, R.C., and E.C. Carmack. 1982. Seasonal aspects of the surface advective heat fluxes of Kootenay Lake, British Columbia. Water Resour. Res., 18: 1493-1502.

Williams, G.P. 1969. Water temperature during the melting of lake ice. Water Resour. Res., 5: 1134-38.

Woodcock, A.H. 1965. Melt patterns in ice over shallow waters. Limnol. Oceanogr., 10 (Supplement): R290-R297.

Wright, S. 1931. Bottom temperatures in deep lakes. Science. 74: 413.

Yoshimura, S. 1936. A contribution to the knowledge of deep water temperatures of Japanese lakes. Part. II. Winter temperatures. Jpn. J. Astron. Geophys., 14: 57-83.

# Appendix A
# Data from the 1982/83 Pilot Study

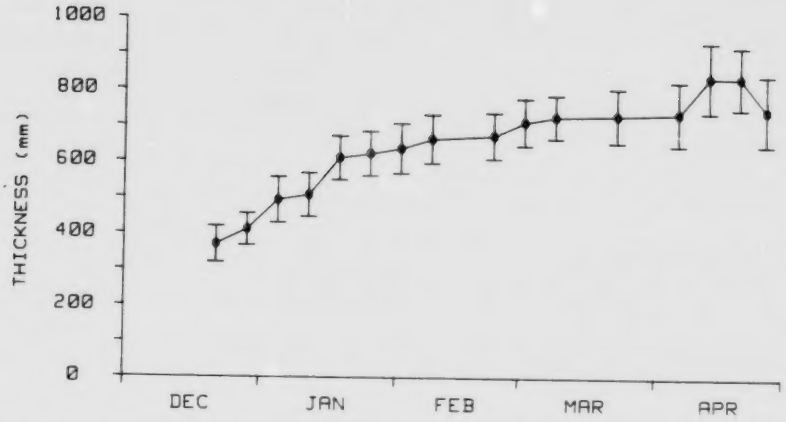


**Figure A-1. Mean ice thickness at the Jackfish Bay section.**

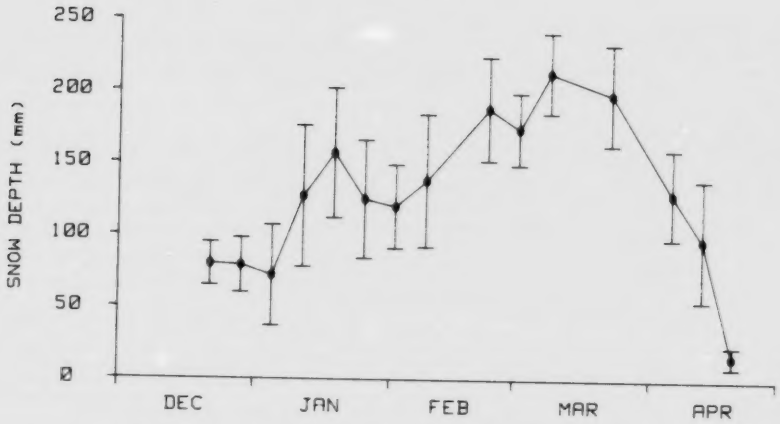


**Figure A-2. Mean snow depth at the Jackfish Bay section.**

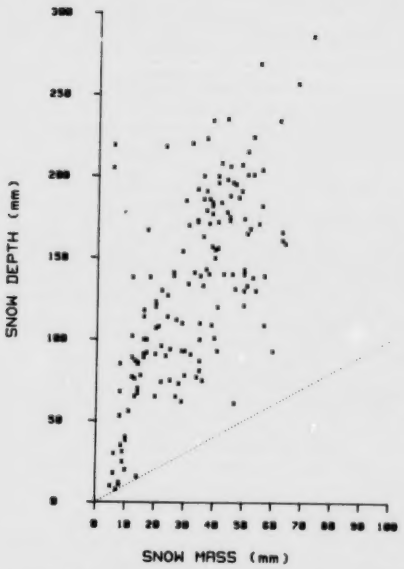


**Figure A-3. Snow depth in relation to equivalent snow mass at the Jackfish Bay section.**

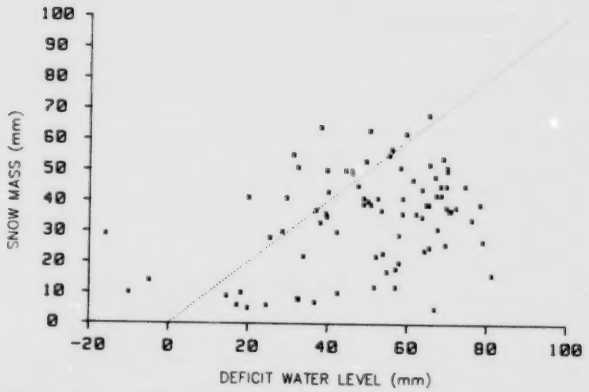


**Figure A-4. Snow mass in relation to the deficit water level at the Jackfish Bay section.**

# Appendix B
# Meteorological Data

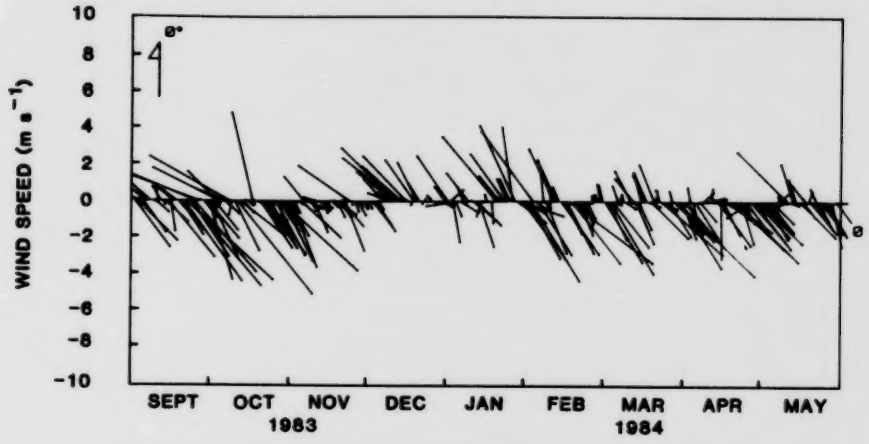


**Figure B-1. Wind velocity at the Lake Laberge meteorological station.**

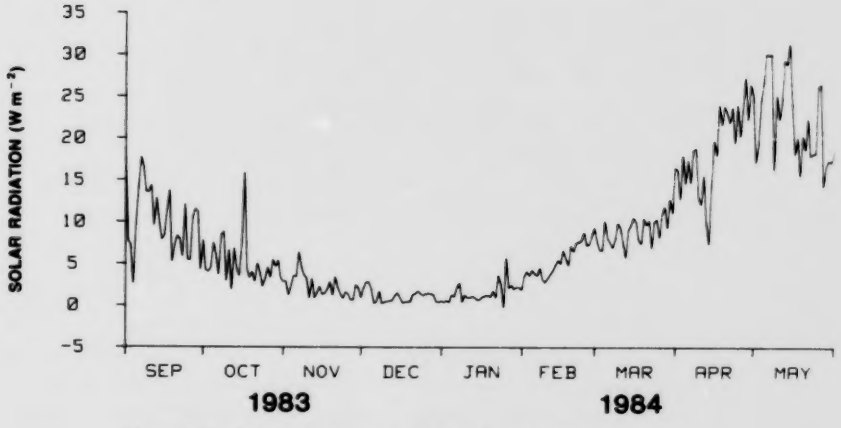


**Figure B-2. Solar radiation at the Lake Laberge meteorological station.**

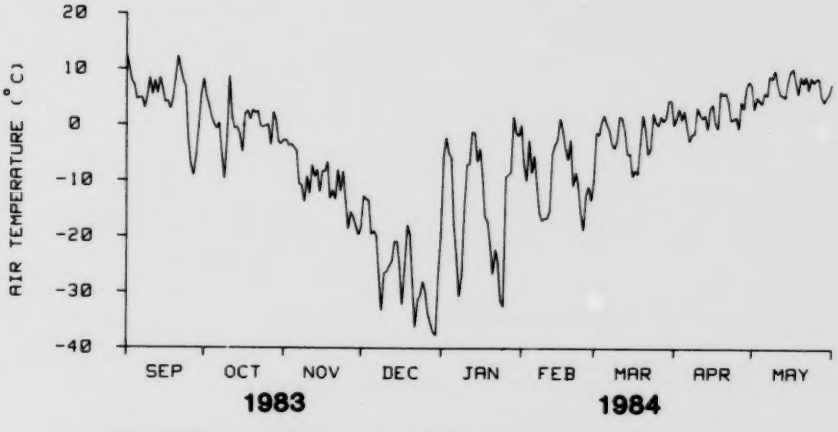


**Figure B-3. Air temperature at the Lake Laberge meteorological station.**

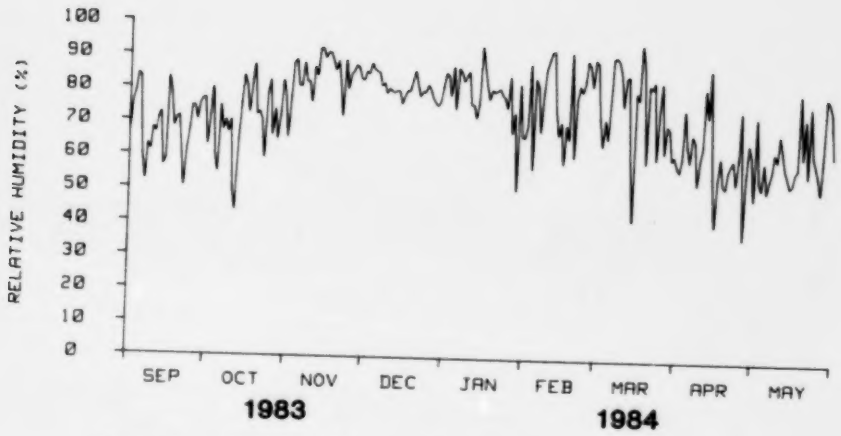


**Figure B-4. Relative humidity at the Lake Laberge meteorological station.**

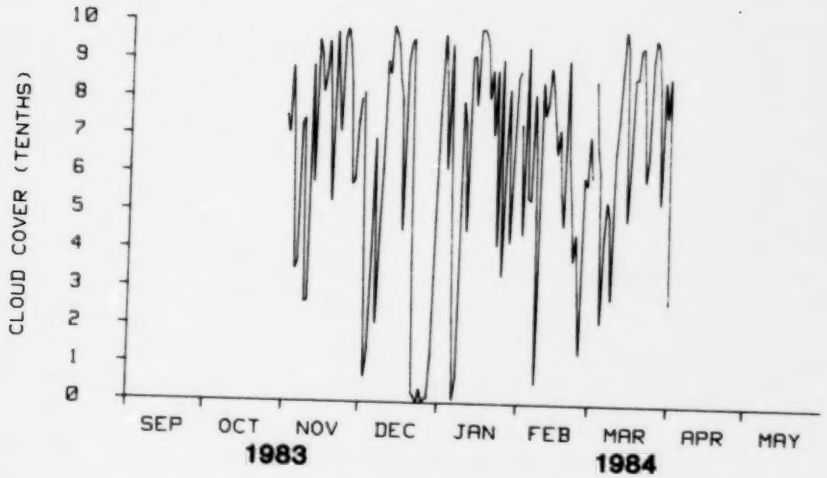


**Figure B-5. Cloud cover at Whitehorse.**

# Appendix C
# Turbulent Velocity Scales

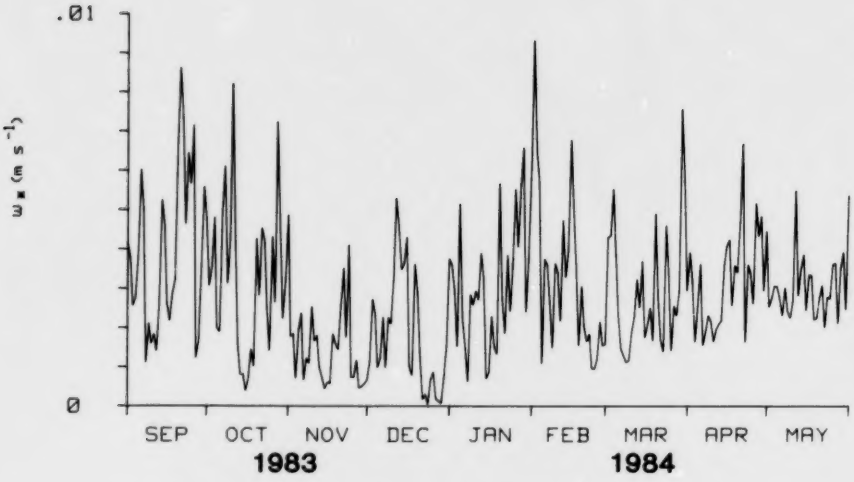


**Figure C-1. The forcing parameter $w_*$ (until freeze-up) as a function of time.**

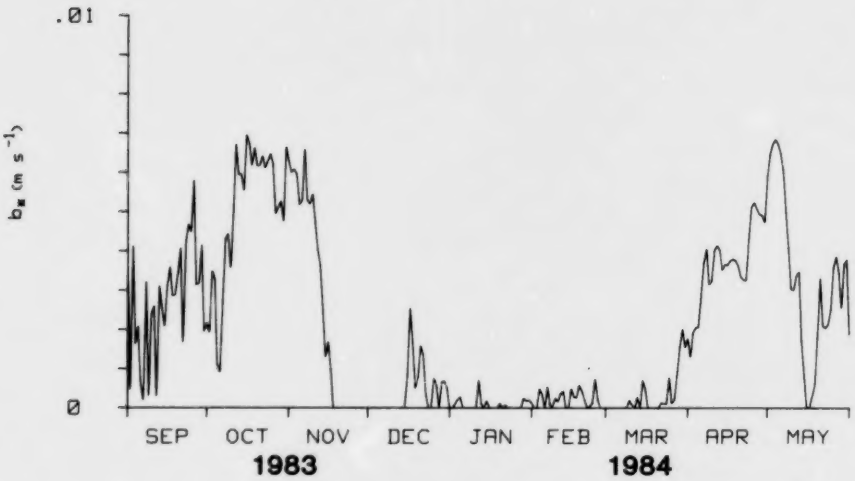


**Figure C-2. The forcing parameter $b_*$ (during convection) as a function of time.**

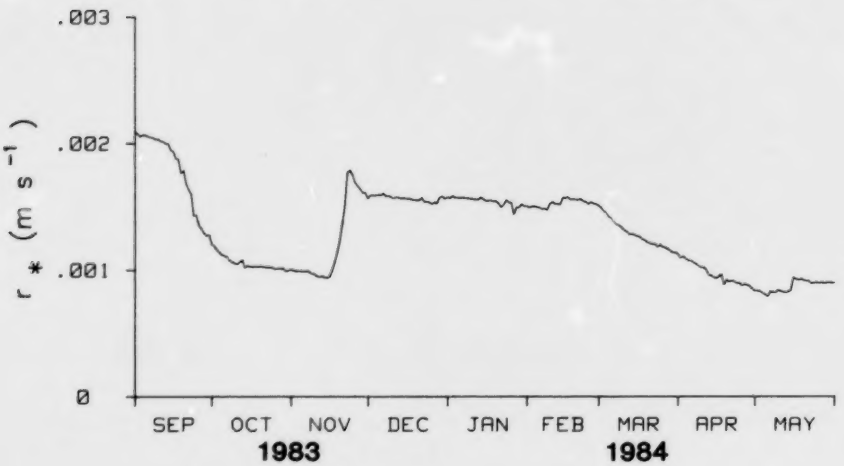


**Figure C-3. The forcing parameter $r_*$ as a function of time.**

# Appendix D
# Seasonal Temperature Structure

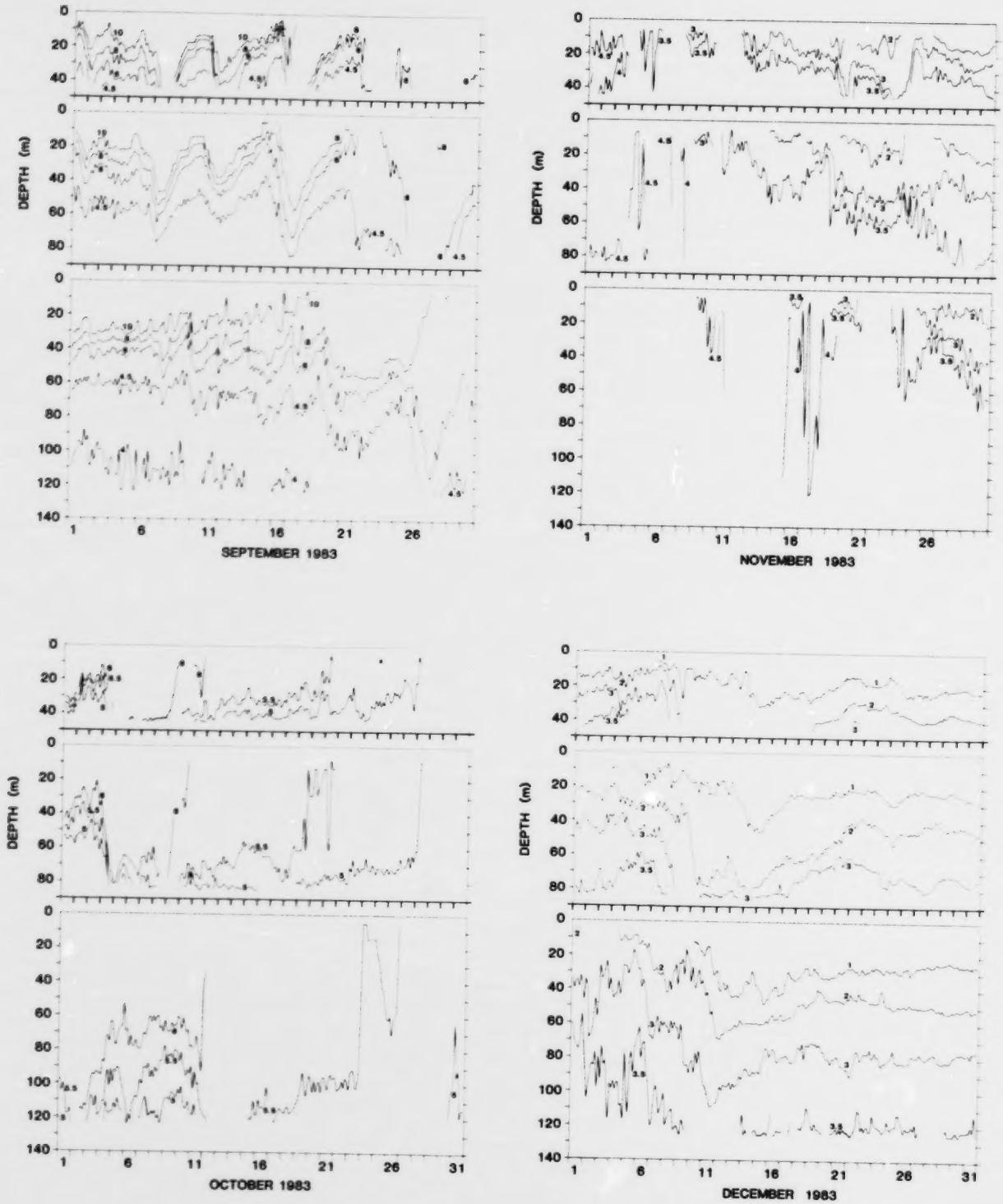


**Figure D-1. Isotherm depth as a function of time at the three mooring sites.**

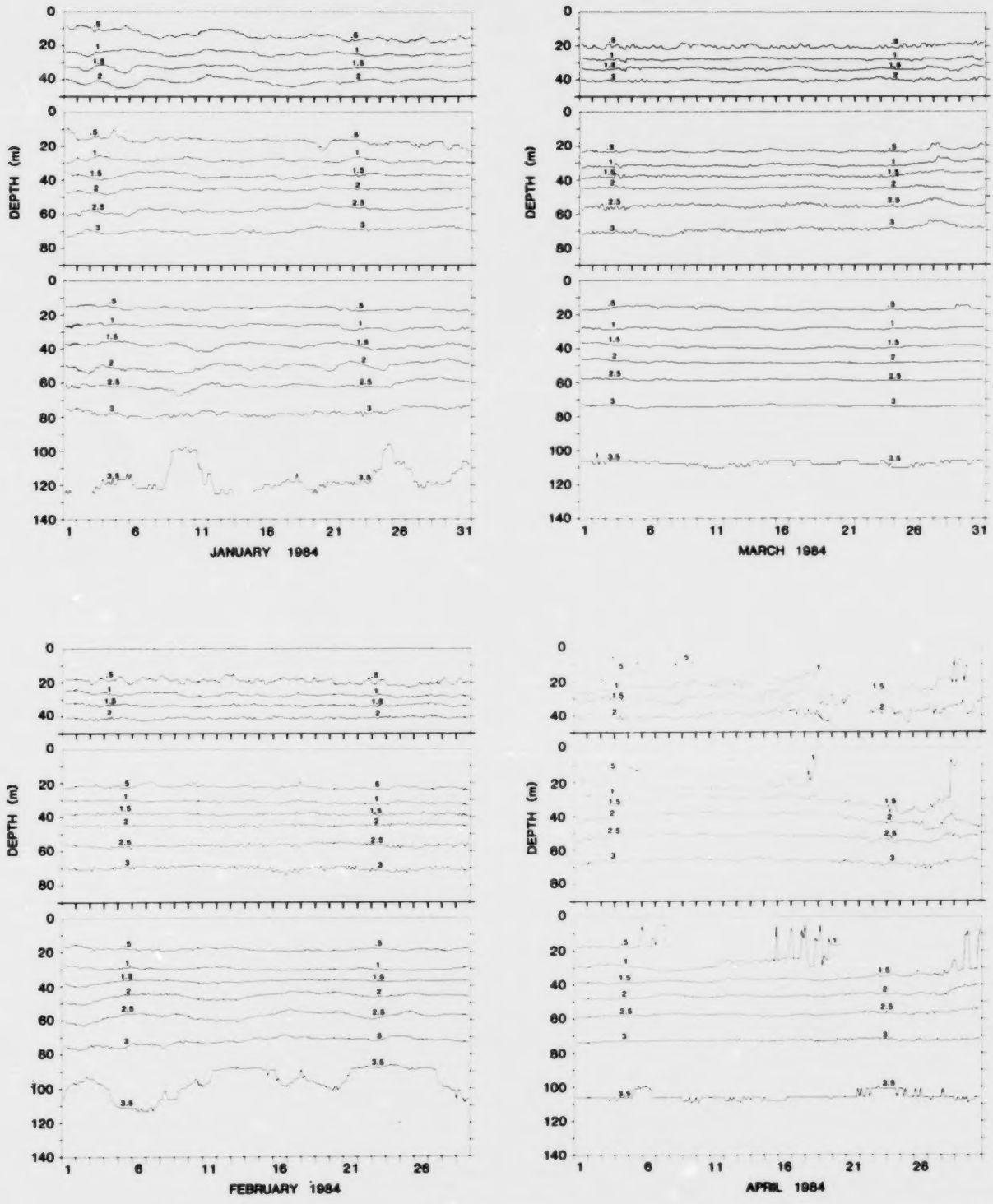


**Figure D-1. Continued.**

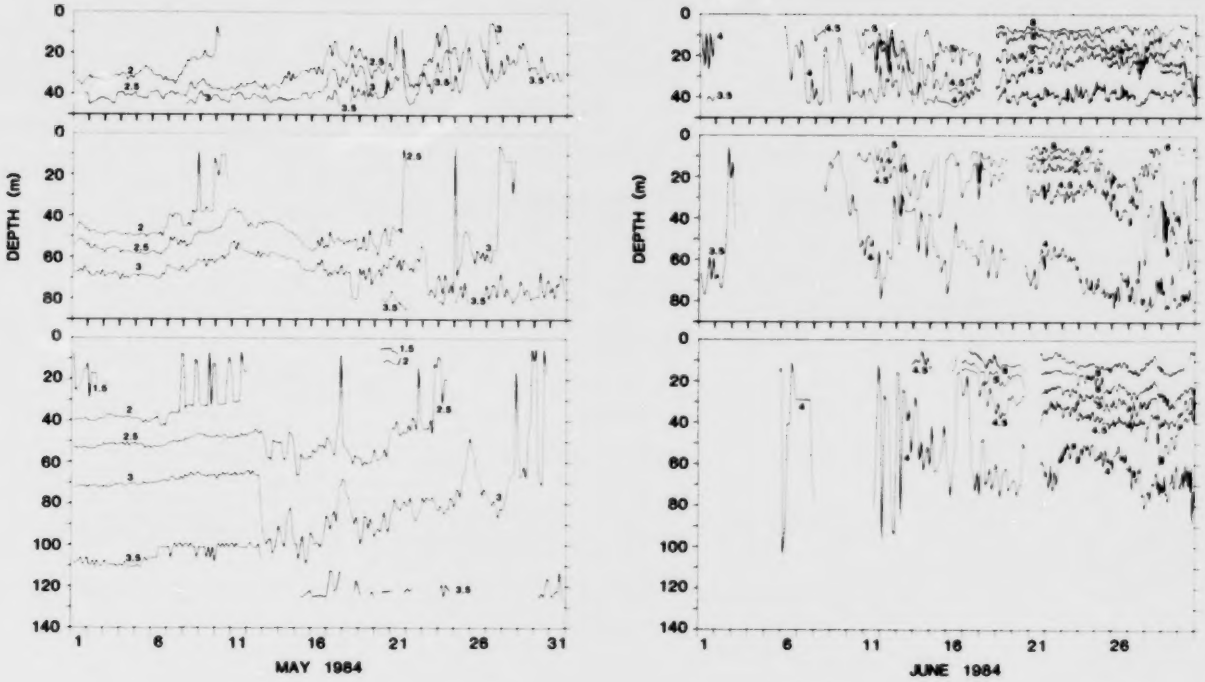


**Figure D-1. Continued.**

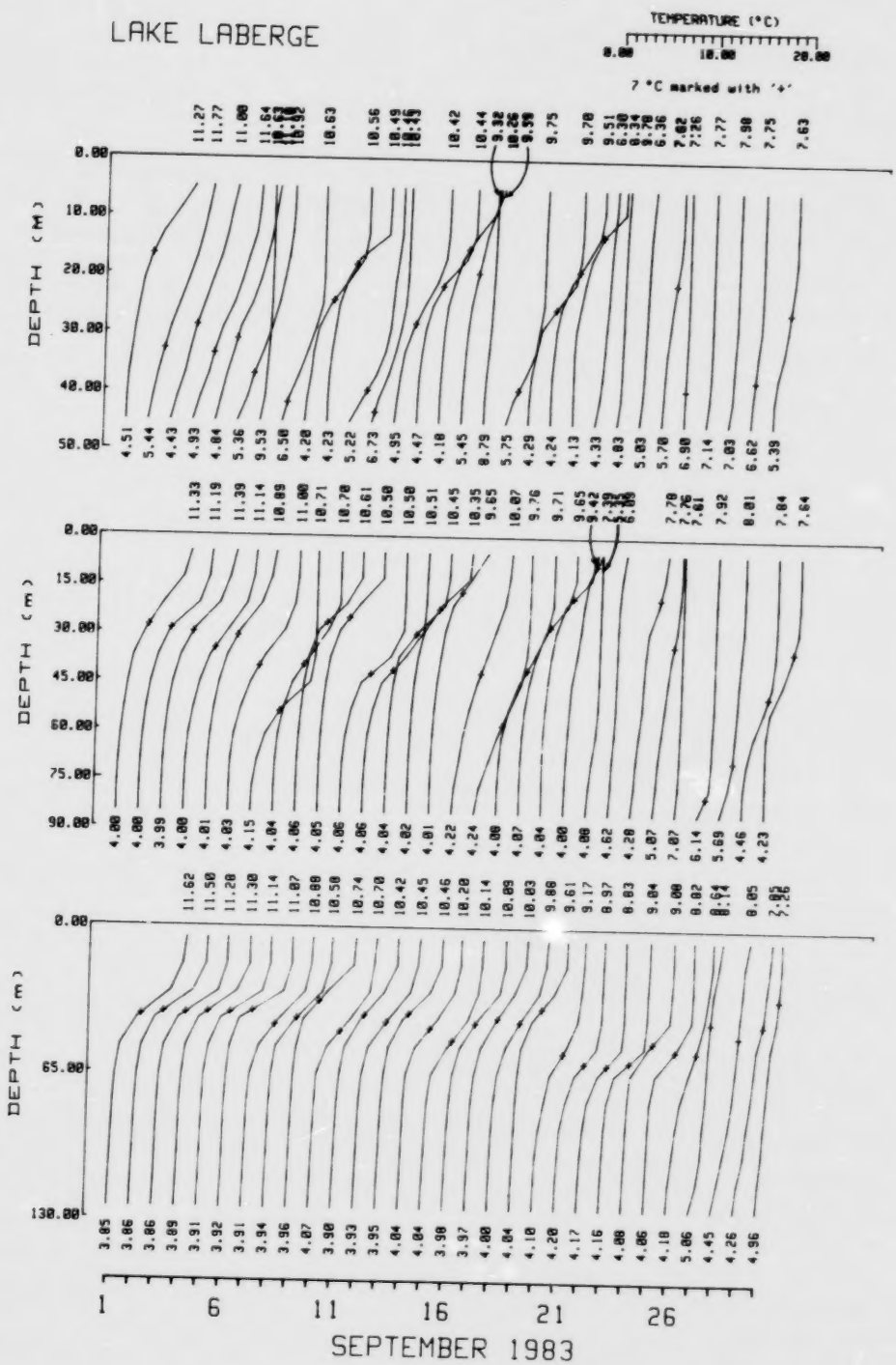


**Figure D-2. Daily mean temperature profiles at the three mooring sites.**

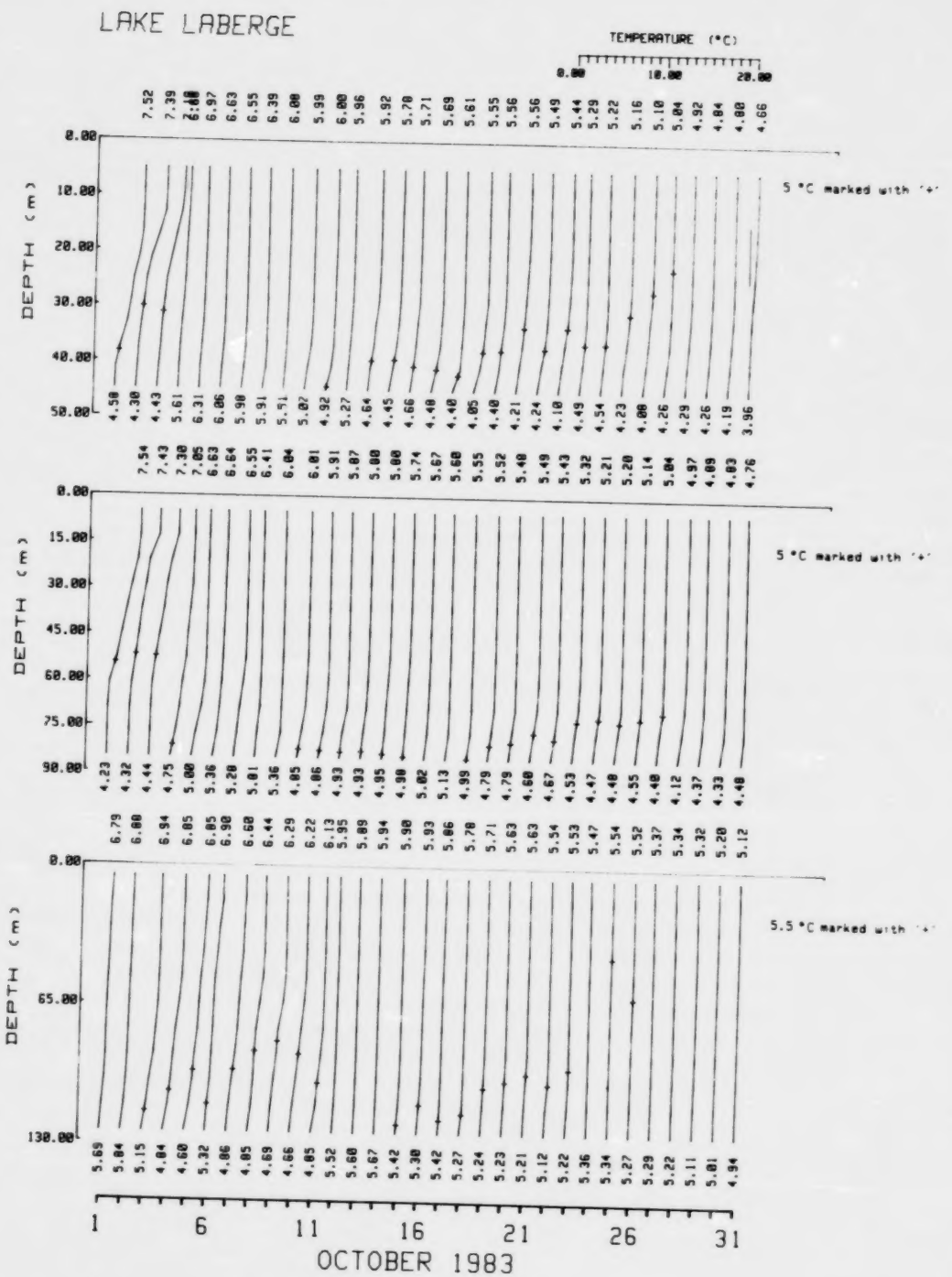


**Figure D-2. Continued.**

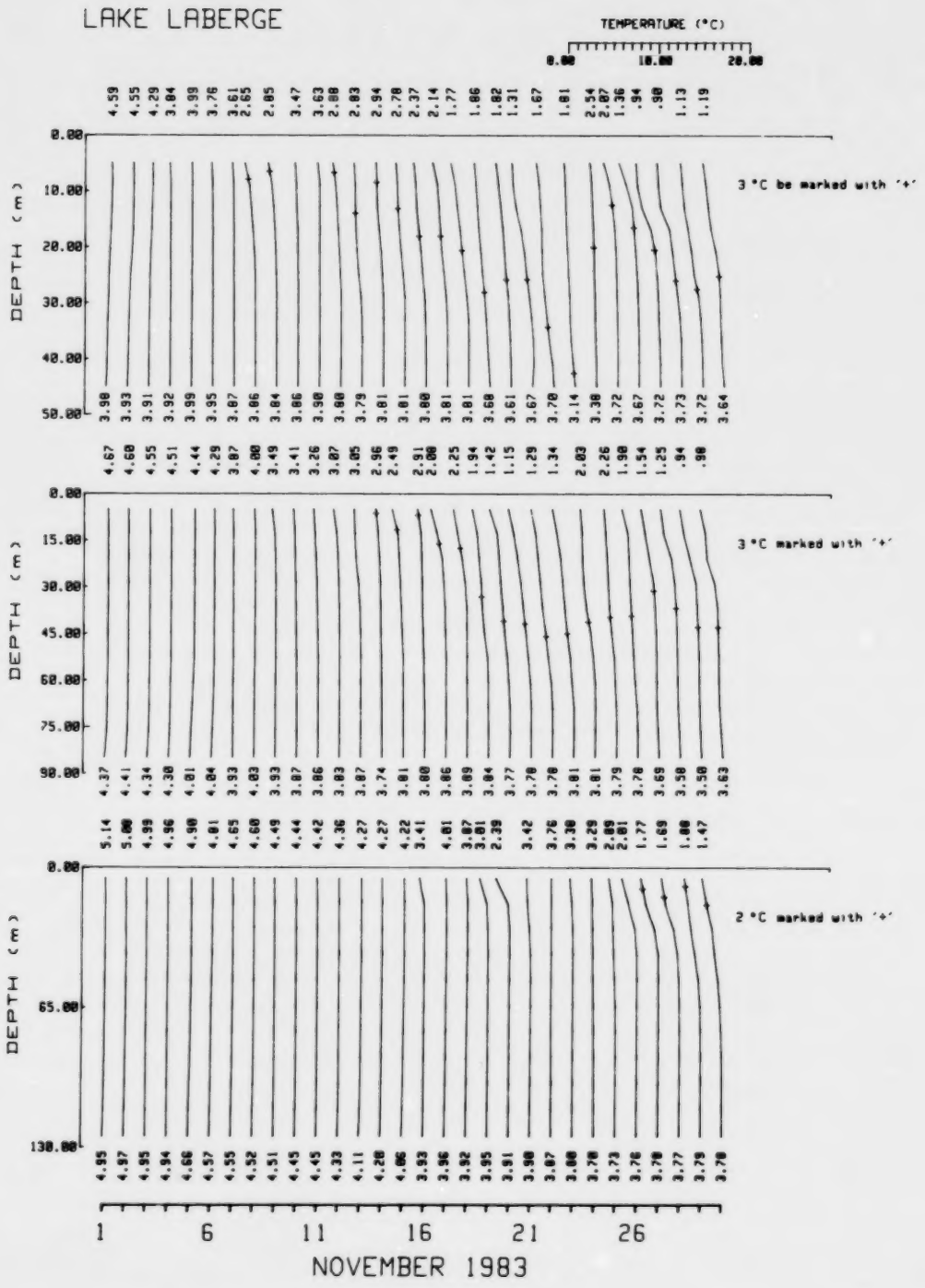


**Figure D-2. Continued.**

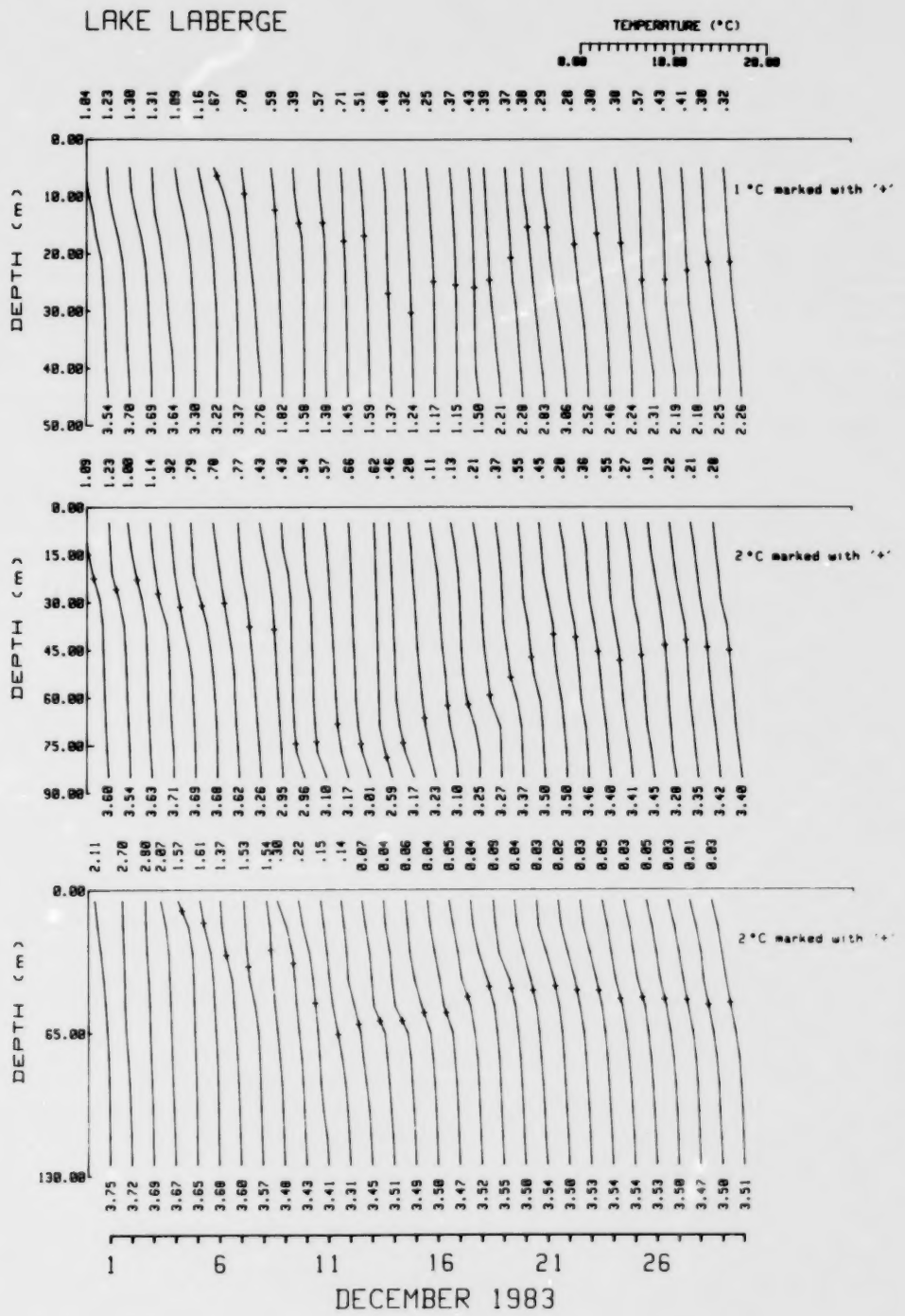


**Figure D-2. Continued.**

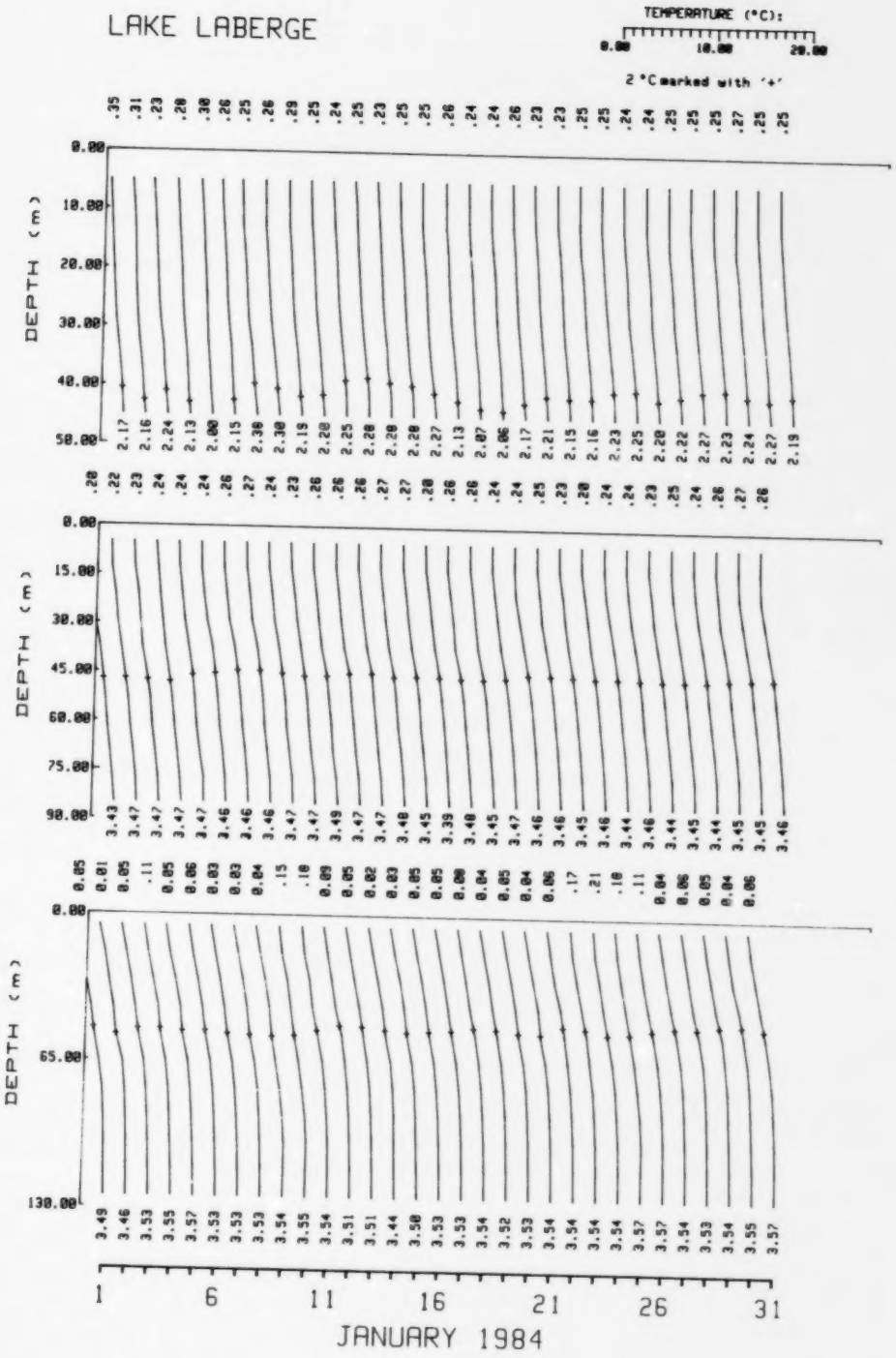


**Figure D-2. Continued.**

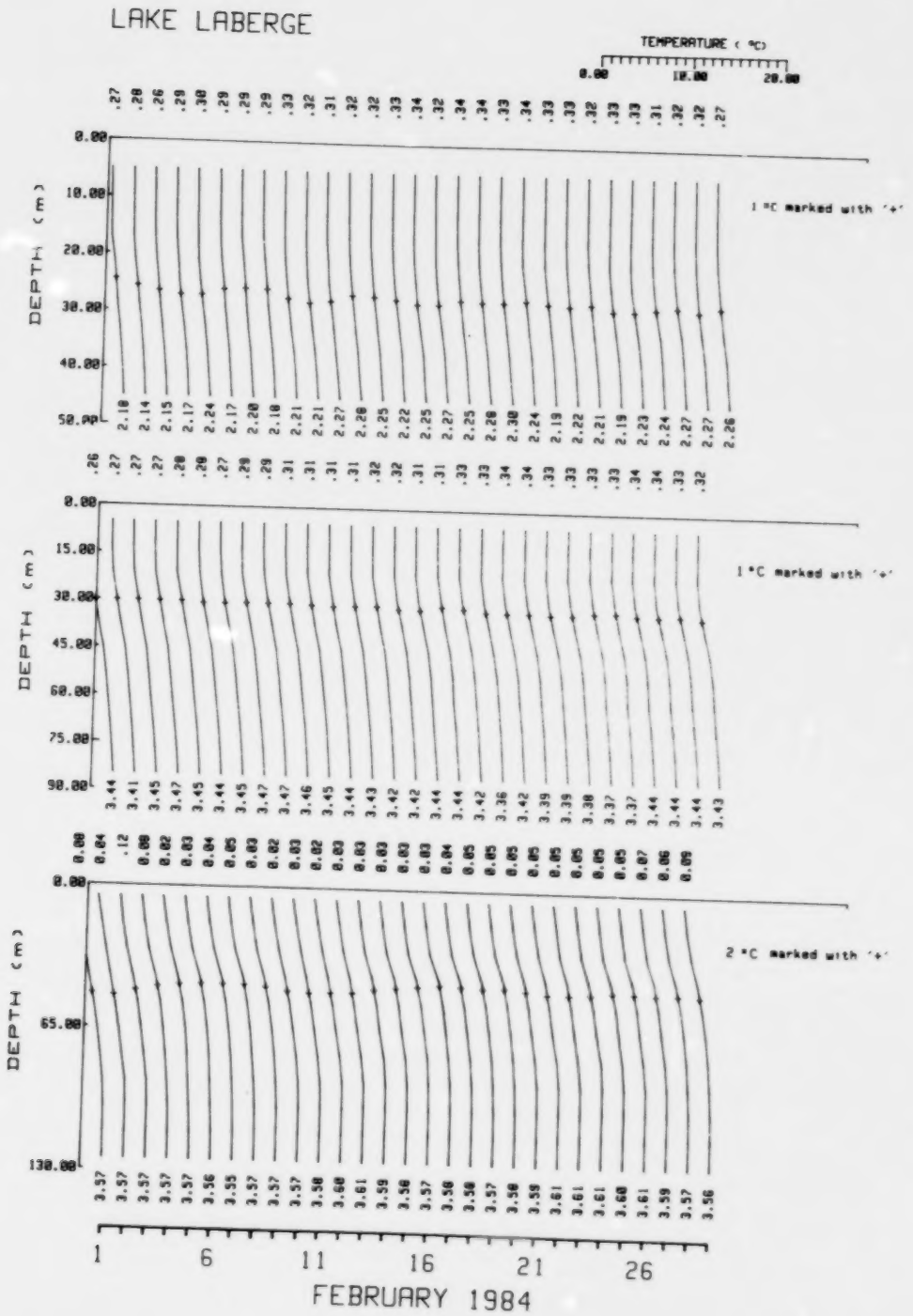


**Figure D-2. Continued.**

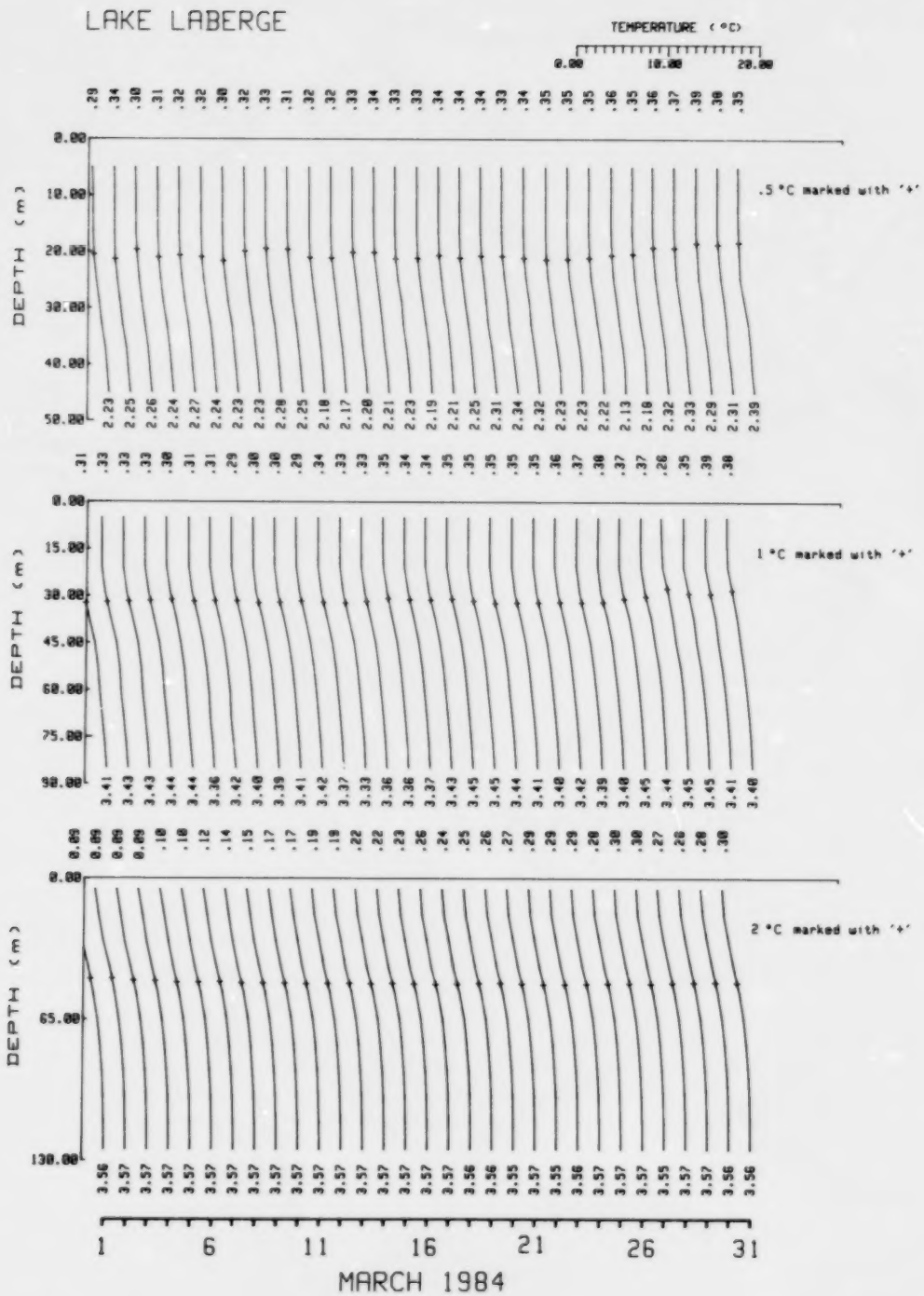


**Figure D-2. Continued.**

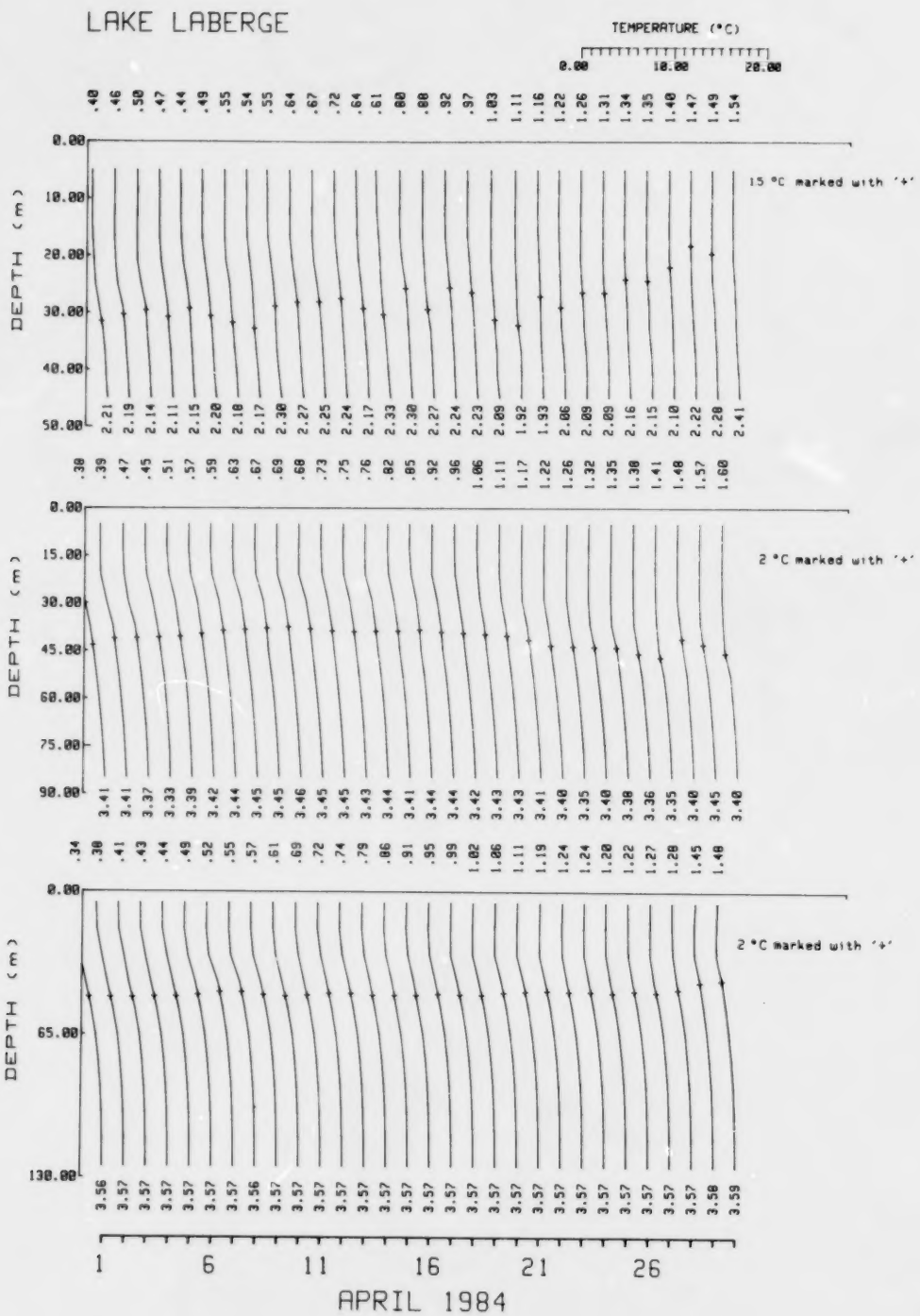


**Figure D-2. Continued.**

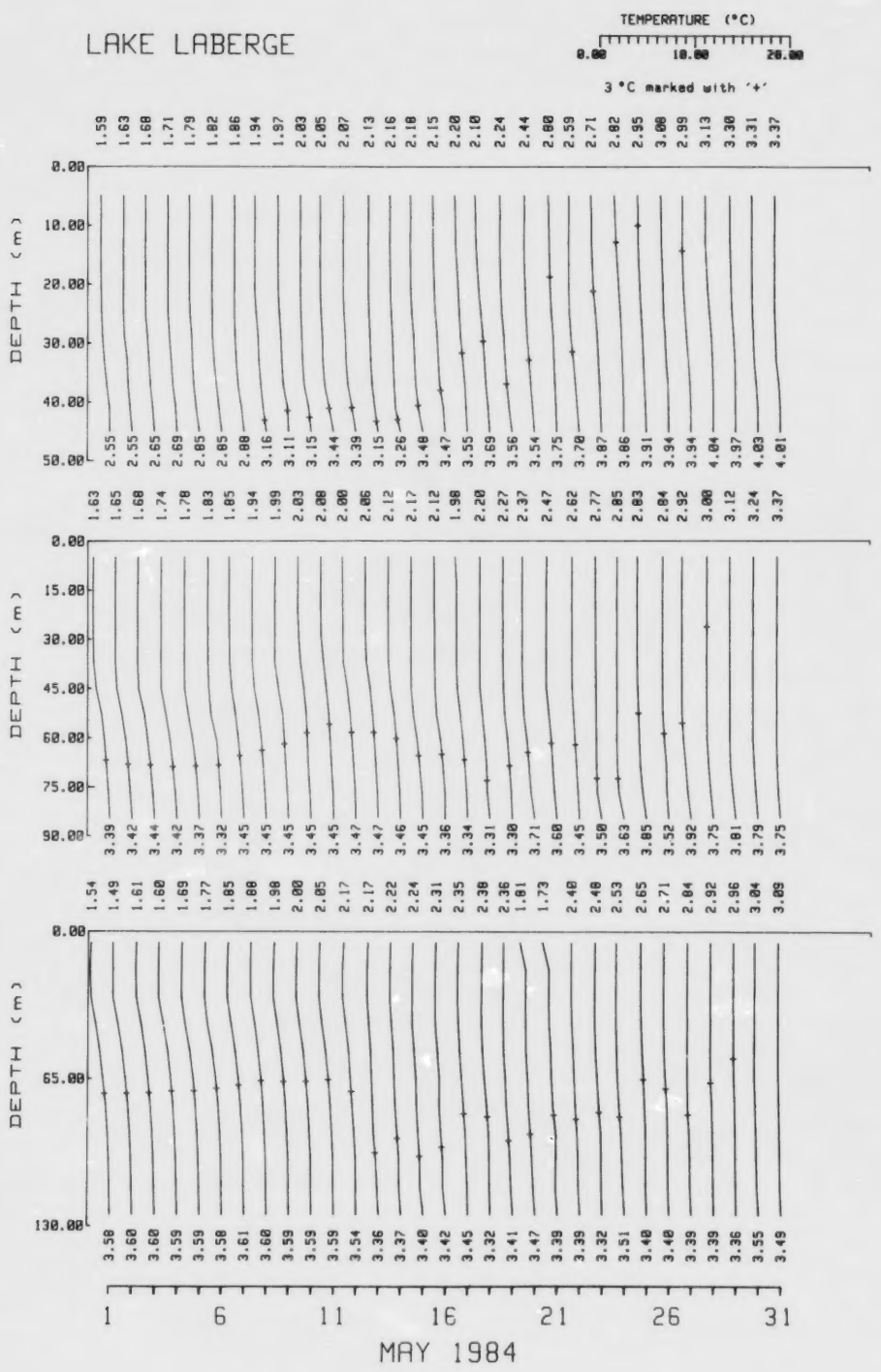


**Figure D-2. Continued.**

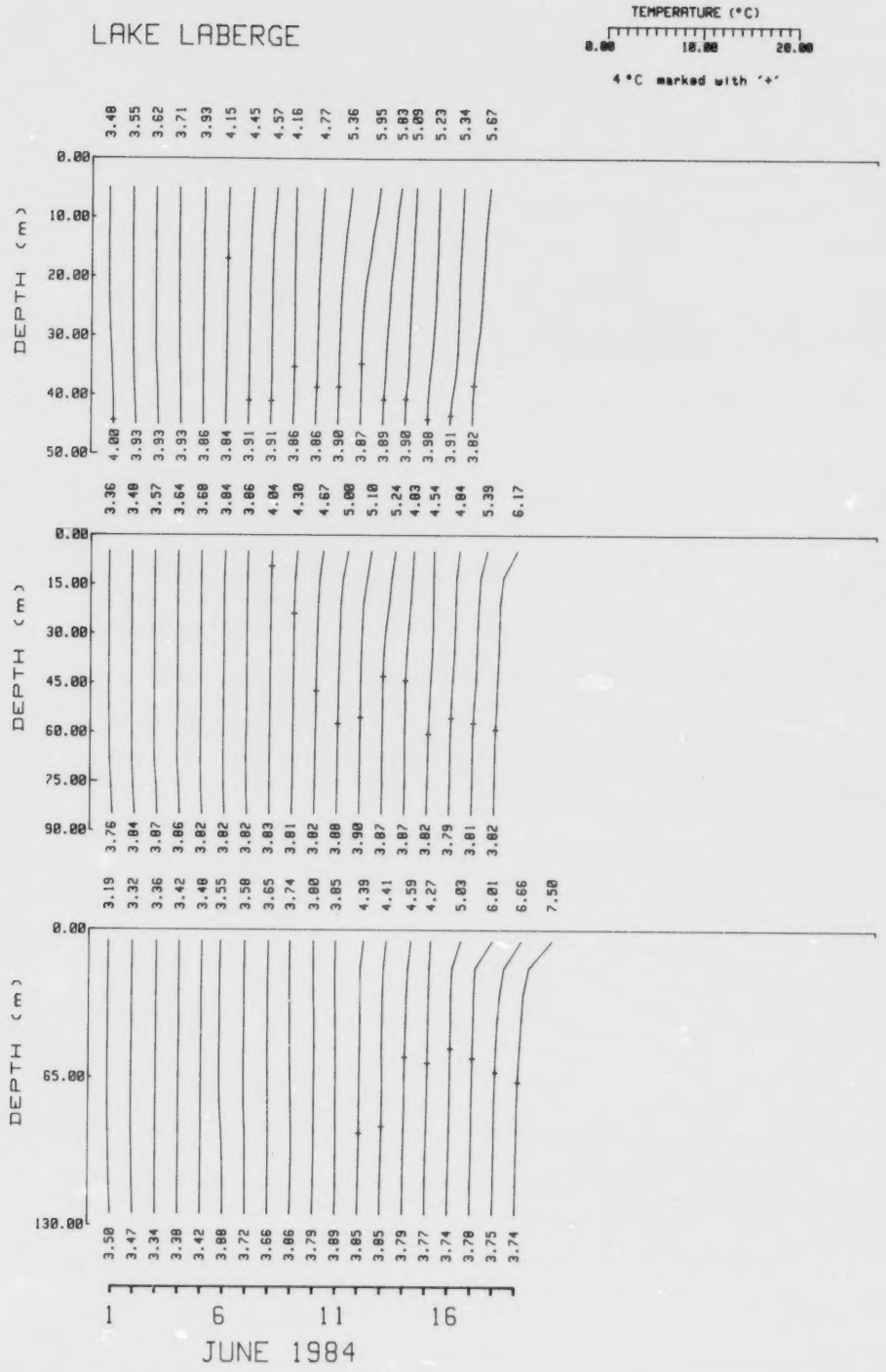


**Figure D-2. Continued.**

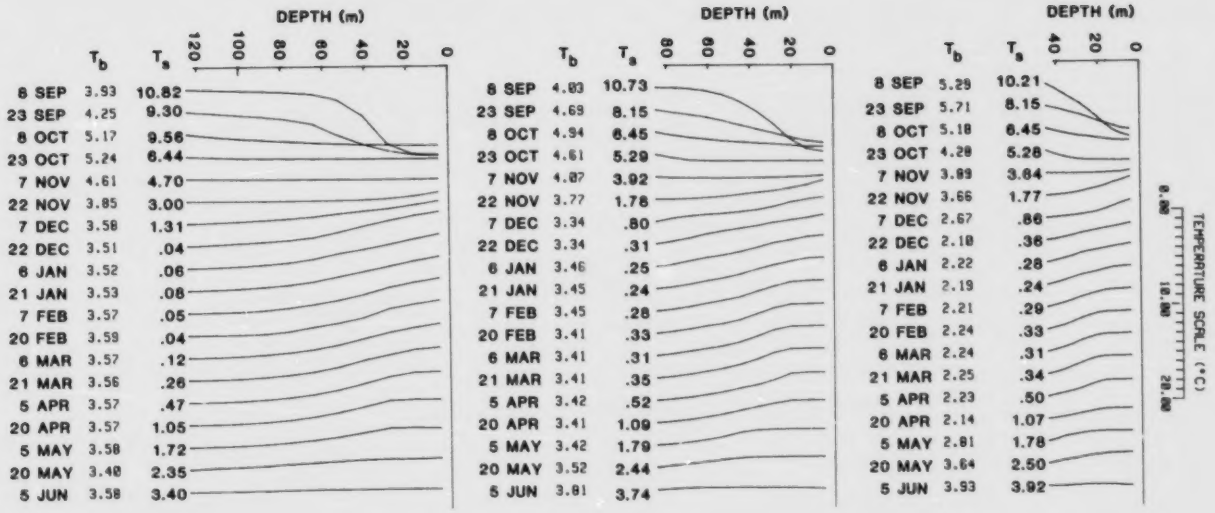


**Figure D-3. Biomonthly mean temperature profiles at the three mooring sites.**

# Appendix E
# Temperature and Conductivity Sections

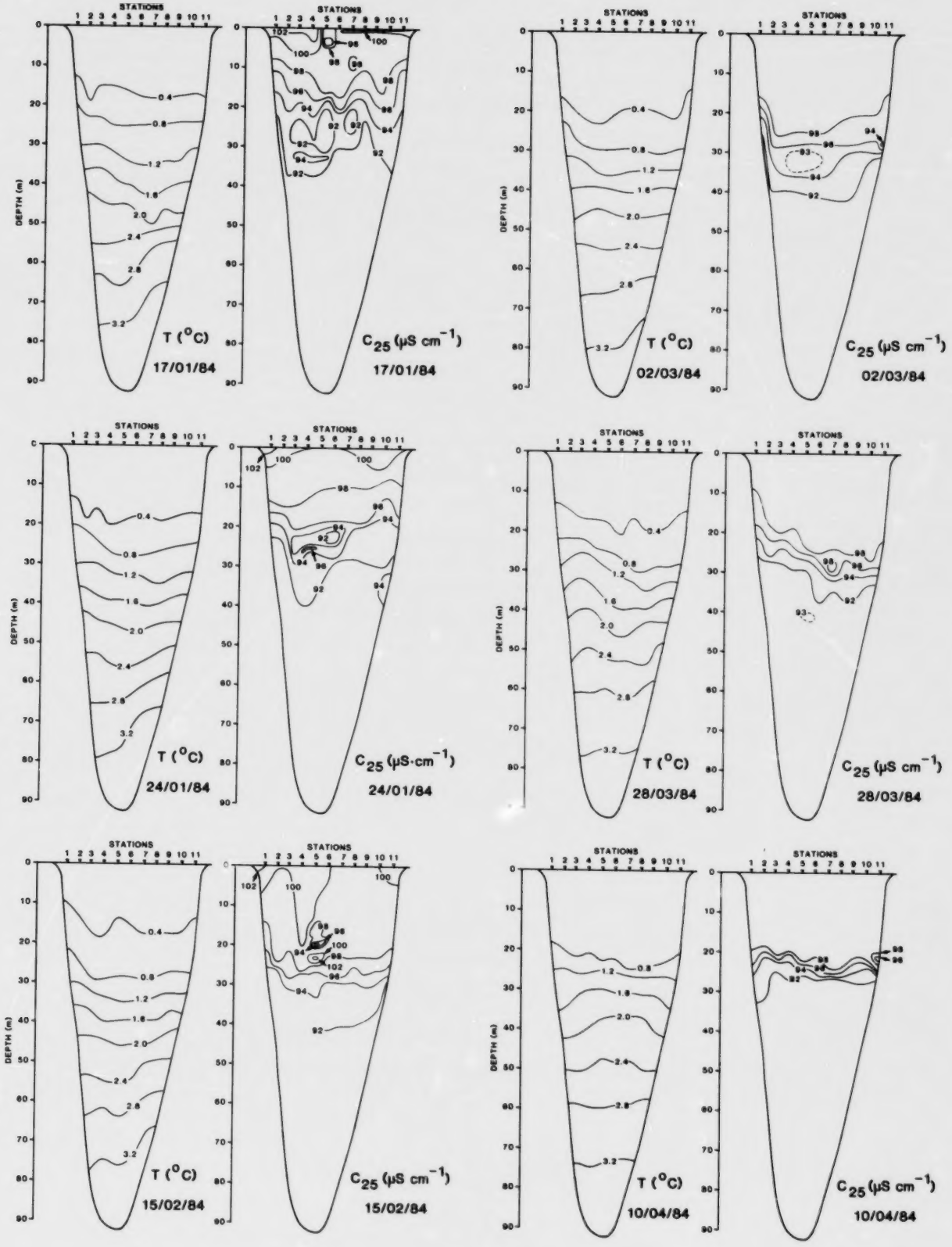


**Figure E-1.** Transverse sections of temperature (T) and conductivity relative to 25° C ($C_{25}$) at the Jackfish Bay section.

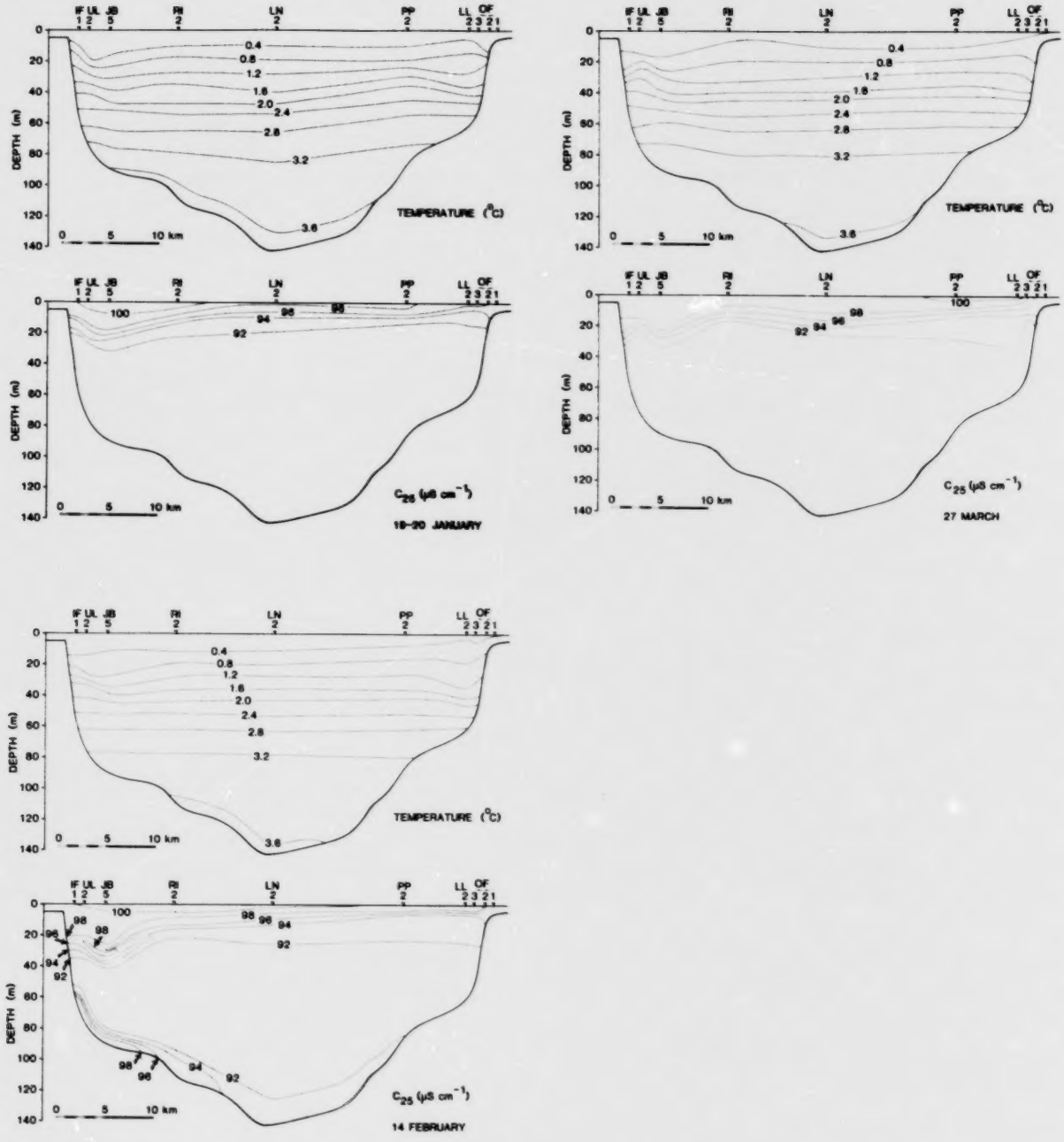


**Figure E-2. Longitudinal sections of temperature (T) and conductivity relative to 25°C ($C_{35}$).**

# Appendix F
# Horizontal Property and Distribution Maps

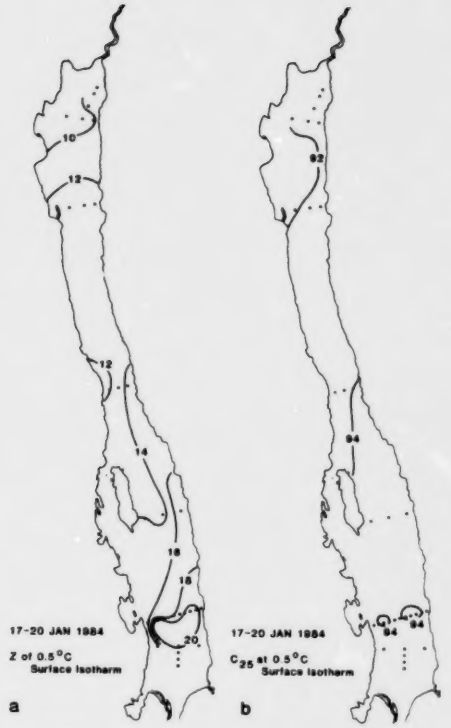


Figure F-1. Depth of the 0.5°C isotherm and $C_{25}$ at the depth of the 0.5°C isotherm, January 17-20, 1984.

Figure F-2. Depth of the 0.5°C isotherm and $C_{25}$ at the depth of the 0.5°C isotherm, February 14-15, 1984.

Figure F-3. Depth of the 0.5°C isotherm and $C_{25}$ at the depth of the 0.5°C isotherm, March 27-28, 1984.

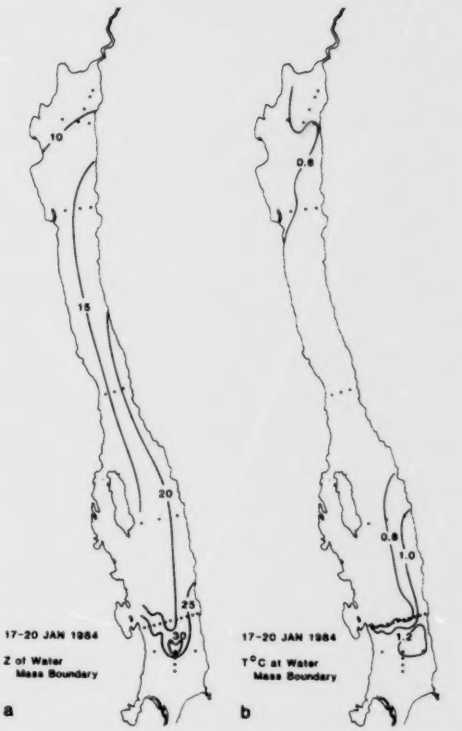


Figure F-4. Depth of the water mass boundary and T°C at the depth of the water mass boundary, January 17-20, 1984.

Figure F-5. Depth of the water mass boundary and T°C at the depth of the water mass boundary, February 14-15, 1984.

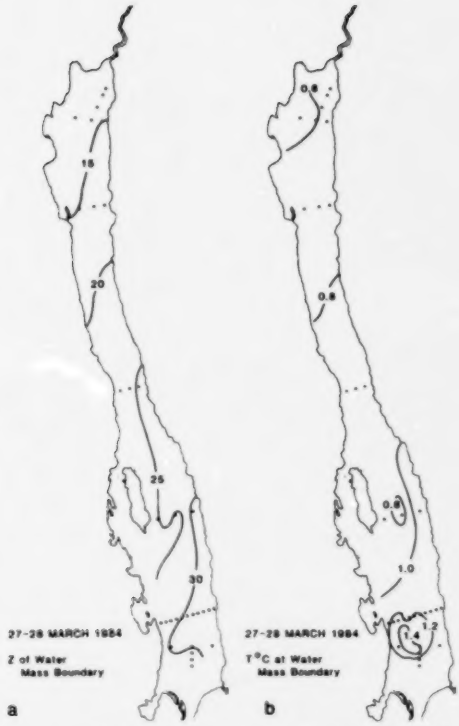


Figure F-6. Depth of the water mass boundary and T°C at the depth of the water mass boundary, March 27-28, 1984.

Environnement Canada Environment Canada

# Institut national de recherche en hydrologie

**RAPPORT Nº 35 DE L'INRH**
**ÉTUDE Nº 157, SÉRIE SCIENTIFIQUE DE LA DGEI**

## Limnologie physique d'un lac recouvert par les glaces avec écoulement sous-jacent : lac Laberge au Yukon

E.C. Carmack*, R.C. Wiegand†, E.M. Marles‡, M.E. Alford§ et V.A. Chamberlain||

E.C. Carmack, R.C. Wiegand, E.M. Marles, et V.A. Chamberlain ont préparé ce rapport avant de quitter l'Institut national de recherche sur les eaux, région du Pacifique et du Yukon, West Vancouver, Colombie-Britannique; M.E. Alford travaillait aux Relevés des eaux du Canada, Direction des ressources en eau, Direction générale des eaux intérieures, région du Pacifique et du Yukon, Whitehorse, Yukon.

Les auteurs ont présentement les adresses suivantes :

* E.C. Carmack
Pêches et Océans Canada
Institut des sciences océaniques
9860 West Saanich Road
Sidney (Colombie-Britannique)

† R.C. Wiegand
SciTech Consultants Inc.
1330 Fulton Avenue
West Vancouver (Colombie-Britannique)

‡ E.M. Marles
Direction générale des eaux intérieures et des terres
Institut national de recherche en hydrologie
Centre national de recherche en hydrologie
Saskatoon (Saskatchewan)

§ M.E. Alford
Yukon Expeditions
127 Alsek
Whitehorse (Yukon)

|| V.A. Chamberlain
Service de la protection de l'environnement
100 Park Royal
West Vancouver (Colombie-Britannique)

INRH

**DIRECTION GÉNÉRALE DES EAUX INTÉRIEURES ET DES TERRES**
**INSTITUT NATIONAL DE RECHERCHE EN HYDROLOGIE**
**CENTRE NATIONAL DE RECHERCHE EN HYDROLOGIE**
**SASKATOON (SASKATCHEWAN) 1987**
**(Available in English on request)**

Publié avec l'autorisation
du ministre de l'Environnement

© Ministre des Approvisionnements et Services Canada 1988

Nº de cat. En 36-502/157F

ISBN 0-662-94726-6

# Table des matières


| | Page |
|---|---|
| PERSPECTIVE DE GESTION | v |
| RÉSUMÉ | vi |
| ABSTRACT | vii |
| INTRODUCTION | 1 |
| EXAMEN DE LA DOCUMENTATION | 3 |
| RÉGION ÉTUDIÉE ET MÉTHODES D'ÉTUDE | 4 |
| PARAMÈTRES ENVIRONNEMENTAUX | 6 |
| Hydrologie | 6 |
| Couverture de glace et de neige | 7 |
| Météorologie | 10 |
| STRUCTURE DES TEMPÉRATURES HIVERNALES | 10 |
| Paramètres de contrainte | 10 |
| Évolution thermique | 11 |
| Bilan thermique | 12 |
| ÉCOULEMENT À TRAVERS LE LAC, ET FORMATION DE LA MASSE D'EAU | 13 |
| Diagrammes en coupe des températures et de la conductivité | 13 |
| Diagrammes de corrélation de la température et de la conductivité | 14 |
| Distribution des propriétés horizontales | 15 |
| Dynamique à l'embouchure | 17 |
| Dynamique au débouché | 18 |
| DISCUSSION | 19 |
| RÉFÉRENCES | 20 |
| ANNEXE A. Données provenant de l'étude pilote de 1982-1983 | 23 |
| ANNEXE B. Données météorologiques | 27 |
| ANNEXE C. Échelles de la vitesse de turbulence | 31 |
| ANNEXE D. Structure thermique saisonnière | 35 |
| ANNEXE E. Diagrammes en coupe des températures et de la conductivité | 51 |
| ANNEXE F. Cartes de distribution et des propriétés horizontales | 55 |

# Illustrations


| | | Page |
|---|---|---|
| Figure 1. | Bassin du fleuve Yukon | 1 |
| Figure 2. | Schéma de l'ESAGY | 2 |
| Figure 3. | Bathymétrie et emplacement des stations du lac Laberge | 5 |
| Figure 4. | Superficie et volume en fonction de la profondeur | 6 |
| Figure 5. | Débit des eaux du fleuve Yukon à partir du lac Laberge | 7 |
| Figure 6. | Niveau des eaux du lac Laberge | 7 |
| Figure 7. | Épaisseur moyenne des glaces dans le secteur de la baie Jackfish | 7 |
| Figure 8. | État des glaces à l'entrée du lac Laberge | 8 |
| Figure 9. | État des glaces à la sortie du lac Laberge | 8 |
| Figure 10. | Profondeur moyenne de neige dans le secteur de la baie Jackfish | 9 |
| Figure 11. | Profondeur de neige en fonction de la masse équivalente de neige dans le secteur de la baie Jackfish | 9 |
| Figure 12. | Masse de neige en fonction du niveau déficitaire d'eau dans le secteur de la baie Jackfish | 9 |
| Figure 13. | Rayonnement solaire incident en fonction du rayonnement solaire réfléchi dans le secteur de la baie Jackfish | 10 |
| Figure 14. | Rayonnement solaire à l'interface entre l'eau et la glace, en fonction du rayonnement solaire à 1 m au-dessous de l'interface entre la glace et l'eau dans le secteur de la baie Jackfish | 10 |
| Figure 15. | Température moyenne pondérée en fonction du volume, en fonction du temps | 13 |
| Figure 16. | Flux thermique en fonction du temps | 13 |
| Figure 17. | Courbes de corrélation $T/C_{25}$ à trois stations médianes du lac, correspondant aux trois levés effectués à l'échelle du lac, et diagramme schématique montrant l'évolution de la courbe $T/C_{25}$ résultant de l'écoulement à travers le lac | 15 |
| Figure 18. | Chenaux prodeltaïques dans l'embouchure | 16 |
| Figure 19. | Diagrammes montrant (a) la zone étudiée avec levé de l'embouchure, (b) l'épaisseur de la glace et la profondeur d'eau, et (c) le profil horizontal de la vitesse à l'embouchure | 17 |
| Figure 20. | Température près de l'embouchure | 18 |
| Figure 21. | Gradient de densité près de l'embouchure | 18 |
| Figure 22. | Étendue d'eaux libres au débouché | 19 |
| Figure 23. | Diagramme en coupe des températures près du débouché | 19 |

# Perspective de gestion

Même si les lacs du Nord sont couverts de glace pendant plus de six mois de l'année, ils sont soumis sans interruption à des phénomènes thermodynamiques et hydrodynamiques. Ce sont ces phénomènes qui en grande partie déterminent la période au cours de laquelle on peut circuler sur la glace des lacs et qui règlent le déglacement printanier. L'environnement limnologique naturel a aussi une importance vitale pour les oiseaux, les poissons et d'autres utilisateurs non humains des lacs du Nord. Avec l'augmentation de l'intérêt de l'homme pour le Nord, les lacs et la glace prendront une importance accrue pour les déplacements et le développement. Parallèlement, la pollution et d'autres conséquences négatives de l'activité de l'homme commenceront à avoir un effet sur les autres utilisateurs de lacs et sur les lacs eux-mêmes.

L'important rapport présenté ici donne en détail les résultats d'une étude d'un grand lac du Nord à écoulement continu sous-jacent en hiver, l'historique lac Laberge. Il s'agit de la première étude complète de l'interaction du courant fluvial et de la circulation des eaux d'un lac en hiver sous la glace dans le Nord. Des données de base précises sur les caractéristiques limnologiques du lac Laberge en hiver et sur le cycle de la glace dans ce lac y sont également présentées.

Chef
Division de la recherche limnologique

# Résumé

L'objectif de l'Expérience de saisonnalité glacielle du Yukon (ESAGY) est d'expliquer les processus physiques qui influent sur le manteau glaciel dans les réseaux hydrographiques (lacs et cours d'eau) du Nord. À cette fin, des études limnologiques ont été effectuées durant les hivers 1982-1983 et 1983-1984 dans le lac Laberge, qui est un lac long (48 km), étroit (4.2 km), profond (54 m en moyenne) et à temps de séjour moyen ($T_r$ = 1.06 a) du Yukon. Nous décrivons dans ce rapport l'évolution de la structure thermique, la croissance et la désintégration de la glace ainsi que les conditions météorologiques et hydrologiques associées.

À la fin de l'été et au cours de l'automne, la circulation et le mélange des eaux sont intensifiés par les vents et les échanges thermiques à la surface. Le flux thermique à la surface est alors de façon typique entre 175 et 200 W $m^{-2}$ ; en outre, des seiches internes dues au vent, dont l'amplitude peut atteindre 40 m, sont observées. À la fin de l'automne, le lac devient presque isotherme à 4 °C, et la stratification inverse commence.

Le lac Laberge est gelé de la fin de décembre au début de juin. Le manteau glaciel change rapidement pendant la prise des glaces et la débâcle, mais les changements sont graduels au milieu de l'hiver. L'épaisseur d'équilibre au milieu de l'hiver est de 0.8 à 1.0 m. À l'entrée et à la sortie du lac, les conditions de la glace ne sont pas normales en raison du mélange vertical qui y est plus intense. Après la formation de la couche de glace, l'influence du vent et des échanges thermiques à la surface devient négligeable, et le courant fluvial est la principale source de mélange par turbulence.

Le réchauffement printanier du lac commence en avril quand le cours d'eau en amont dégèle et se réchauffe et quand la convection due aux radiations commence à agir. Le lac continue de se réchauffer, puis surviennent la débâcle et le renversement printanier au début de juin.

La circulation fluviale sous la glace a certaines particularités, comme les propriétés de mélange à l'entrée, d'écoulement continu et de sélection à la sortie. Les eaux turbulentes de la rivière entrent dans le lac, entraînent l'eau des couches inférieures et favorisent un échange thermique vertical. Puisque ces eaux turbulentes sont à une température près de 0 °C, elles s'étalent comme un panache flottant dans les couches supérieures du lac. Des diagrammes de corrélation $T/C_{25}$ indiquent que l'écoulement continu se limite à la zone de 15 à 20 m d'épaisseur située dans la partie supérieure du lac. Comme l'écoulement est également soumis aux forces de Coriolis, il est plus intense le long de la rive est du lac. L'écoulement de l'eau dépend aussi de la résistance au frottement, tant à l'interface glace-eau que dans les zones plus profondes. Ce phénomène affecte donc le transport d'eau, de type Ekman, au fur et à mesure qu'on s'éloigne de la rive est du lac. Ce phénomène crée aussi un élargissement de l'écoulement de l'eau dans la partie aval du lac. À la sortie du lac, les remontées d'eau et les vitesses accrues créent une large étendue d'eau libre (polynie) et de glace mince.

La modélisation unidimensionnelle des lacs couverts de glace entraîne les données suivantes : formulation appropriée des paramètres pour les processus de mélange et la circulation générée par les eaux fluviales; propriétés thermodynamiques de l'eau douce; facteurs de variation des conditions climatiques comme le vent, la neige et le refroidissement au moment de la prise des glaces.

# Abstract

The objective of the Yukon Ice Seasonality Experiment (YISEX) is to obtain an understanding of physical processes affecting ice cover on northern lake and river systems. Towards this goal, limnological studies were carried out during the winters of 1982/83 and 1983/84 on Lake Laberge, a long (48 km), narrow (4.2 km), deep (mean depth = 54 m), medium residence-time ($T_r$ = 1.06 a) lake in the Yukon Territory. A record is given here of the evolution of thermal structure, ice growth and decay, and the attendant meteorological and hydrological conditions.

During late summer and fall, circulation and mixing are forced by the wind and by surface heat exchange. At this time the surface heat flux is typically 175 to 200 W $m^{-2}$; also wind-generated internal seiche amplitudes of up to 40 m are observed. In late autumn the lake becomes nearly isothermal at 4°C, and then enters inverse stratification.

Lake Laberge is frozen from late December to early June. Ice cover is characterized by rapid change during freeze-up and breakup, and by gradual change in midwinter. The midwinter equilibrium thickness is 0.8 to 1.0 m. Anomalous ice conditions exist at the inlet and outlet of the lake because of enhanced vertical mixing in these areas. Subsequent to ice cover formation, the wind and surface heat exchange become negligible, and river through-flow is the main source of turbulent mixing.

Spring warming of the lake begins in April with the breakup and warming of the upstream river and with the onset of radiation-driven convection. Heat continues to penetrate the lake as it nears breakup and spring overturn in early June.

Under-ice circulation patterns associated with the riverine circulation include entrance mixing, through-flow, and selective withdrawal at the outlet. The river enters the lake as a turbulent jet, thus entraining water from below and enhancing vertical heat transfer. Since the inflow has a temperature near 0°C, it spreads as a buoyant plume within the upper layers of the lake. $T/C_{25}$ correlation diagrams show that the through-flow is confined to the upper 15 to 20 m of the lake. The flow is further influenced by Coriolis forces, so that the riverine flow is most intense along the eastern margin of the lake. The current is also acted on by frictional resistance, both at the ice/water interface and at lower levels, thus effecting an Ekman-type transport of water away from the eastern margin of the lake and broadening the current downlake. At the outlet of the lake, upwelling and increased flow velocities combine to support a large area of open water (outlet polynya) and thin ice.

The general requirements for one-dimensional modeling of ice-covered lakes include the proper parameterization of mixing processes and river-induced circulation, inclusion of the thermodynamic properties of fresh water, and allowance for variable wind, snow, and cooling conditions at freeze-up.

# Limnologie physique d'un lac recouvert par les glaces avec écoulement sous-jacent : lac Laberge au Yukon

E.C. Carmack, R.C. Wiegand, E.M. Marles, M.E. Alford et V.A. Chamberlain

## INTRODUCTION

Le lac Laberge est un lac long et profond qui suit le cours du fleuve Yukon à environ 61 °N. (figure 1). Ce lac est englacé de décembre à juin.

Le poème de Robert Service intitulé *The Cremation of Sam McGee* nous offre une image mystique de l'hiver sur le lac Laberge.

> D'étranges choses sont accomplies à la lumière
> du soleil de minuit par des hommes cherchant
> l'or à la pioche;
> Les sentiers arctiques ont leurs contes secrets, à
> vous glacer le sang;
> Les aurores boréales ont vu des spectacles
> étranges, mais le plus étrange qu'elles aient vu
> était la nuit où au bord du lac Laberge
> j'ai brûlé le corps de Sam McGee. (Traduction)

Ce poème raconte comment en hiver le lac servait de sentier d'accès aux districts aurifères du Klondyke. En réalité, ce lac présentait bien des difficultés pour les voyageurs du Grand Nord. En raison de sa profondeur et de son importante accumulation de chaleur, il gelait tard dans la saison, retardant ainsi les voyages d'hiver. Et pendant qu'une couverture épaisse et stable finissait de se former sur le lac, le brassage produit à son embouchure et à son débouché créait des zones dangereuses de glace mince et d'eaux libres. En fait, comme l'a relaté Jack London dans *L'Appel de la forêt*, la portion du débouché du lac Laberge, dénommée rivière Thirty Mile, était facilement le tronçon le plus dangereux du sentier d'hiver entre Whitehorse et Dawson.

> La rivière Thirty Mile était largement dégagée. Ses eaux torrentielles défiaient le gel, et ce n'est que dans les tourbillons et les zones calmes que la glace pouvait persister. Six jours d'efforts épuisants nous ont été nécessaires pour couvrir ces trente milles épouvantables. Ils étaient épouvantables, car chaque pied à parcourir mettait en danger hommes et chiens. Une douzaine de fois, Perrault, cherchant à l'aveuglette son chemin, s'est enfoncé à travers les ponts de glace, et a été sauvé par la longue perche qu'il portait et tenait de façon à ce qu'elle repose de part et d'autre du trou qu'il avait fait dans la glace en tombant. Une vague de froid régnait, le thermomètre enregistrait 50 degrés au-dessous de zéro, et chaque fois qu'il s'enfonçait dans la glace, il devait allumer un feu pour sécher ses vêtements. (Traduction)

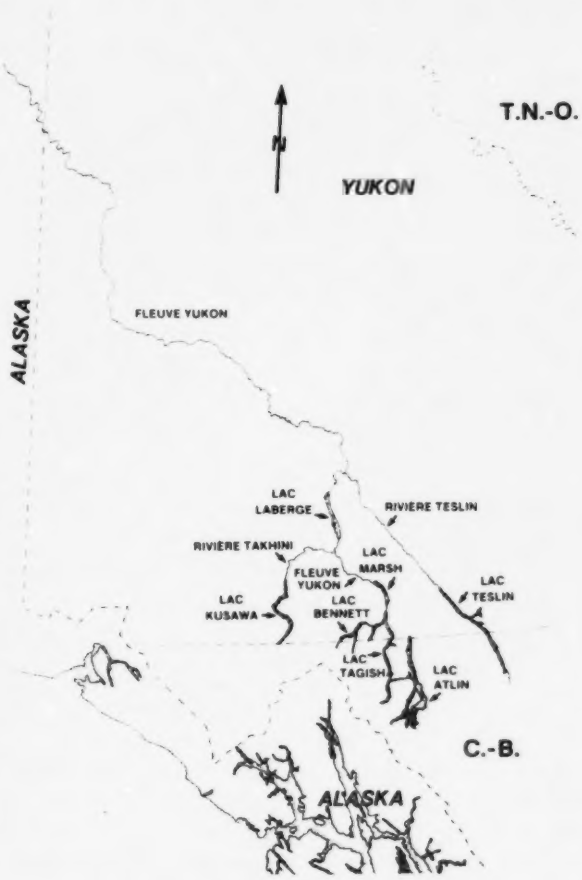


**Figure 1. Bassin du fleuve Yukon.**

Avec l'arrivée du printemps, la couverture de glace du lac Laberge posait un problème différent. La débâcle du cours d'eau est habituellement complète dès la mi-mai ou même plus tôt, tandis que la couverture de glace persiste sur le lac jusqu'au début de juin. Les opérateurs d'embarcations équipées de roues à aubes, désireux de trouver un passage ouvert, ont dû inventer des moyens d'accélérer la date de disparition des glaces. Ils ont, par exemple, répandu de la suie à la surface du lac pour augmenter l'absorption du rayonnement solaire. On a construit une structure d'emmagasinement de l'eau, au débouché du lac Marsh, de façon à pouvoir libérer une importante quantité d'eau dans la rivière et ainsi briser la couverture de glace. Aujourd'hui, deux barrages fonctionnent en amont du lac Laberge, mais pas pour aider à briser les glaces. On a reconstruit en 1951-1952 le barrage du lac Marsh pour emmagasiner l'eau, et construit le barrage des rapides de Whitehorse en 1957-1958, en vue de la production d'hydro-électricité.

Il existe un grand nombre de problèmes pratiques et de gestion associés aux systèmes hydrologiques recouverts par les glaces, problèmes exigeant que l'on comprenne l'interaction entre les lacs et les cours d'eau. Il s'agit de prévoir toute modification des caractéristiques de la couverture de glace, qui résulte de modifications des conditions d'écoulement naturelles; d'estimer les vitesses de formation de la glace de frasil dans les réservoirs; de cartographier la dispersion des polluants dans les cours d'eau; de conserver des étendues d'eaux libres qui servent d'habitat au gibier aquatique, et d'aires de regroupement aux oiseaux migrateurs; et d'assurer des conditions optimales pour le séjour hivernal des peuplements de poissons. Toutefois, comme l'indiquent les omissions que l'on a notées dans des articles récents à propos des processus de refroidissement et de la formation des glaces lacustres (p. ex. Michael, 1971; Ashton, 1980, 1982; Adams, 1981; Carmack et Farmer, 1982), peu d'études ont été consacrées à la limnologie des lacs du type du lac Laberge; c'est-à-dire, à la limnologie de lacs vastes et profonds, ayant une couverture continue durant l'hiver, et un écoulement hivernal relativement important. Par ailleurs, il apparaît nettement que la circulation hivernale des lacs est modifiée par des facteurs tels que la dimension de leur bassin (Timms, 1975; Bennett, 1978), leur couverture de glace (Scott, 1974; Adams et Lasenby, 1978) et par l'écoulement à travers ces lacs (Wiegand et Carmack, 1982). On a identifié ces facteurs comme jouant un rôle important dans le régime hivernal des lacs, mais on a très peu cherché à quantifier leurs effets ou à les inclure dans une description unifiée de leur cycle hivernal. C'est dans ce but qu'Environnement Canada a lancé l'Expérience de saisonnalité glacielle du Yukon (ESAGY), de façon à donner l'information de base requise sur l'hydrologie et la limnologie hivernales d'un vaste système lacustre et fluviatile (figure 2; voir aussi Alford et Carmack, 1987). On a entrepris en 1982-1983 une étude pilote pour obtenir des données sur les glaces et sur l'épaisseur de neige (annexe A). On a décidé de poursuivre cette étude en 1983-1984, pour obtenir des données hydrologiques, météorologiques et limnologiques, ainsi que des données sur le régime des glaces durant un cycle hivernal complet.

Dans le présent rapport, on décrit la limnologie et le régime des glaces d'hiver du lac Laberge en se basant sur les données obtenues en 1983-1984. On met l'accent sur la

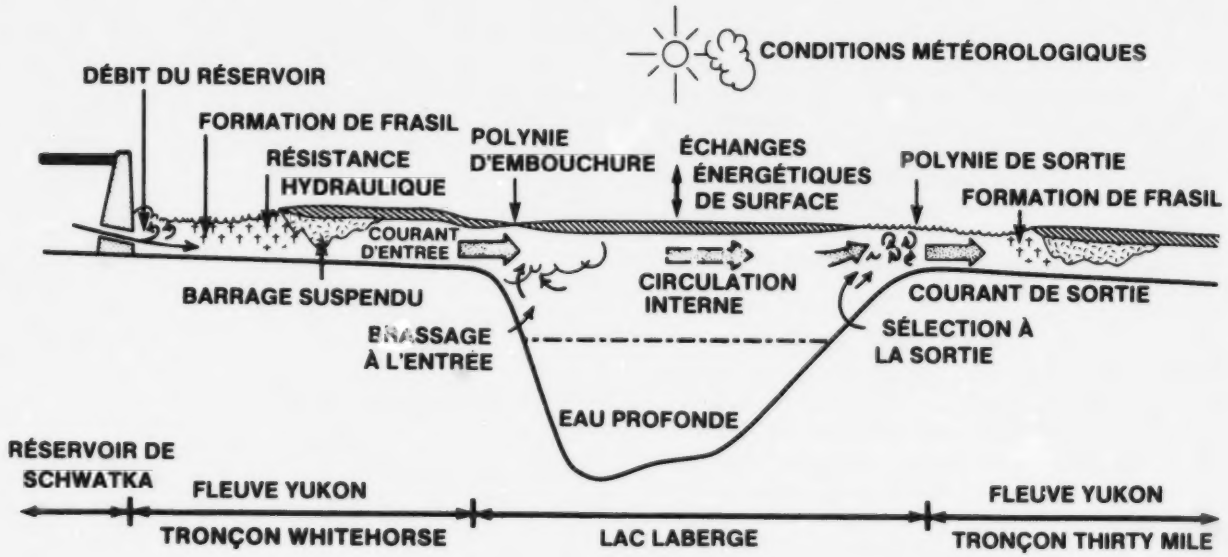


Figure 2. Schéma de l'ESAGY.

réponse du lac aux contraintes extérieures, sur le problème général de la circulation hivernale sous la glace, et sur les exigences phénoménologiques de nombreux modèles de lacs recouverts par les glaces et caractérisés par un écoulement sous-jacent.

## EXAMEN DE LA DOCUMENTATION

L'étude qui suit doit permettre de saisir les phénomènes influant sur la limnologie et sur le régime des glaces d'hiver de vastes lacs profonds à couverture hivernale continue de glace, caractérisés par un écoulement relativement important durant l'hiver. Les processus de circulation et de refroidissement dans les mers et lacs recouverts de glace font l'objet d'un examen plus général par Carmack (1986).

Hutchinson (1957) et Mortimer (1974) ont étudié le cycle annuel de lacs tempérés. Le refroidissement automnal a pour effet d'amener à plus grande profondeur la couche mixte de surface, et de réduire la stratification thermique. Les détails sur la période initiale de refroidissement et sur la disparition de la stratification de lacs tempérés ont été donnés par Mortimer (1955) et Carmack et Farmer (1982) qui ont noté que dans ces lacs la remontée des couches d'eau plus profondes, à leur extrémité au vent, durant les periodes de vents forts, favorisait un brassage vertical.

À mesure que progresse le refroidissement, la couche mixte recule finalement jusqu'au fond, situation que l'on appelle inversion. On suppose souvent que les températures du fond des lacs profonds se situent à 4 °C, température à laquelle la densité est maximum sous une pression de 1 atmosphère. Toutefois, en raison des vents et de l'agitation mécanique de l'eau, beaucoup de lacs, qu'ils soient profonds ou peu profonds, manifestent encore une circulation jusqu'à ce que la température du fond tombe bien au-dessous de 4 °C (Yoshimura, 1936; Mortimer et Mackereth, 1958; Stewart, 1973; Scott, 1974). Wright (1931) a indiqué que dans les lacs profonds, puisque la température à laquelle la densité est maximum ($T_M$) diminue avec la profondeur, la température du fond peut tomber au-dessous de 4 °C, même en l'absence de brassage par les vents. Strom (1945) a montré que de nombreux lacs présentent une modification de leur gradient thermique en fonction du profil de profondeur (c.-à-d. que les températures augmentent de 0 °C à la surface jusqu'à un maximum à la profondeur intermédiaire, puis se refroidissent à mesure qu'on se rapproche du fond). Strom croyait que la pente de cette ligne représentait la courbe de $T_M$ en fonction de la pression. À cet égard, il avait probablement tort; cependant, on doit tenir compte de ses observations. Johnson (1964, 1966) pensait que des processus thermodynamiques influaient sur la circulation des eaux du Grand lac de l'Ours. Eklund (1963, 1965) et Bennett (1975) ont dérivé des expressions définissant la configuration thermique en fonction de la courbe des pressions, en utilisant l'équation d'état des eaux douces, et en appliquant les considérations relatives à la stabilité (Eckel, 1949; Fofonoff, 1961); toutefois, ils n'expliquent pas les processus dynamiques aboutissant à un profil thermique donné.

À mesure qu'un lac se refroidit en passant par 4 °C, les effets de la température sur la densité diminuent puis changent de signe, ce qui indique le début de la stratification inverse, durant laquelle au brassage par les vents s'oppose le flux positif de portance hydraulique associé au refroidissement. Farmer et Carmack (1981) et Omstedt et Sahlberg (1983) présentent un traitement théorique de cette situation. Farmer et Carmack (1981) indiquent aussi deux façons dont les propriétés uniques des eaux douces influent sur la convection aux températures proches de ce maximum de densité. Tout d'abord, en raison de la relation quadratique entre la densité et la température, le flux de portance hydraulique est fonction de la température de la surface, et aussi de la vitesse de refroidissement. Ensuite, puisque la température à laquelle la densité est maximum diminue avec la profondeur, un lac à stratification inverse peut devenir instable lorsque la base de la couche mixte atteint une profondeur où sa température correspond à sa densité maximum. Au-dessus de cette profondeur, l'interface est stable et le vent doit s'opposer à la portance hydraulique durant le refroidissement, tandis qu'au-dessous, l'interface présente une instabilité gravimétrique, et il apparaît une convection libre. Un processus similaire influe sur la stabilité des masses d'eau en mer profonde (Ekman, 1934).

La période durant laquelle un lac passe par la température de 4 °C ainsi que le mode de ce passage peuvent aussi être influencés par des différences spatiales du refroidissement en fonction de la profondeur du fond, de l'exposition aux vents ou de l'apport des cours d'eau, de sorte que l'on doit tenir compte à la fois de la configuration de l'écoulement latéral et de l'écoulement vertical (Carmack et Farmer, 1982). Par exemple, si l'eau passe par 4 °C dans un endroit d'un lac avant un autre, il peut se produire une circulation par convection appelée barrière thermique. Cet écoulement se produit lorsque de l'eau de température plus élevée ($T > 4$ °C) se mélange à de l'eau froide ($T < 4$ °C) en formant une masse commune d'eau dense, qui s'enfonce ensuite le long d'un front étroit et bien défini (Tikhomirov, 1963; Rodgers, 1965; Elliot et Elliot, 1970). Huang (1972), Bennett (1971), Brooks et Lick (1972), Bowman et Okubo (1978), Scavia et Bennett (1980), et Hamblin et Ivey (1986) ont présenté des discussions théoriques sur la barrière thermique. Gebhart et Mollendorf (1978) ont présenté une analyse générale de la circulation dans un fluide, à l'intérieur duquel apparaissent des pointes de densité.

La formation de la glace exige une période de temps froid et de vents modérés. Michel (1971), Ashton (1980, 1982), et Adams (1981) ont publié des résumés sur les exigences thermodynamiques des phénomènes de formation de la glace sur les lacs. Plusieurs modèles de «jours d'englacement» ont été décrits (par exemple, Pivovarov, 1973), mais il s'agit de modèles sommaires omettant les processus limnologiques. Maykut et Untersteiner (1971) ont dérivé, dans le cadre d'applications océanographiques, un modèle thermodynamique expliquant les diverses composantes des échanges thermiques de surface et de la formation des glaces. Baines (1961), Gilpin et coll. (1980), et Hamblin et coll. (1986) ont analysé l'influence de l'écoulement sur les transferts thermiques dirigés vers une couverture de glace, à l'intérieur des cours d'eau et des lacs.

Une fois qu'est apparue une couverture de glace stable, celle-ci protège le lac de toute perte ultérieure de chaleur ainsi que de l'agitation causée par le vent. Il semble que, dans la plupart des études in situ sur les systèmes couverts par les glaces, les recherches aient porté sur des lacs peu profonds, à longue durée de rétention (par exemple Woodcock, 1965; Likens et Ragotzkie, 1965; Parrott et Fleming, 1970; Palmer et Izatt, 1972; Hobie, 1973; Schindler et coll., 1974; Gow et Govoni, 1982). De fait, certains lacs se réchauffent sous la couverture de glace, en raison de la libération de chaleur par les sédiments en hiver (Hutchinson, 1941), ou en raison de l'augmentation du rayonnement solaire au printemps (Farmer, 1975; La Perriere, 1981). La libération de chaleur et de substances dissoutes par les sédiments du fond peut aussi engendrer un mouvement de convection sous la glace (Mortimer et Mackereth, 1958).

Sherstyankin et coll. (1970), Maguire (1975), Grenfell et Maykut (1977), Bolsenga (1981), et Roulet et Adams (1984) ont traité des caractéristiques optiques de la couverture de neige et de glace.

Melin (1948), Tesaker (1973), et Bengtsson (1978, 1981) ont étudié la façon dont l'écoulement des eaux à travers un lac peut influer sur la circulation et la couverture de glace de ce lac. L'écoulement d'eau hors d'un lac stratifié crée une remontée des eaux près de son débouché, processus que l'on appelle retrait sélectif (Kao, 1976; Imberger, 1980). Stewart et Martin (1982) ont décrit la distribution de la turbidité résultant d'un courant entrant, dans un petit lac recouvert de glace et à durée de rétention moyenne.

Stigebrandt (1978) a décrit à propos du lac Sperillen en Norvège les conditions régnant dans un lac recouvert par les glaces, et caractérisé par un écoulement sous les glaces. Il a subdivisé le lac en trois régimes : le lac lui-même où ont lieu à la fois l'emmagasinement interne et l'écoulement des eaux; la région de l'embouchure, où a lieu le brassage avec les eaux entrant dans le lac; et la région du débouché, où a lieu le retrait sélectif des eaux sortant du lac. C'est dans les régions de l'embouchure et du débouché qu'a lieu un brassage important, et par conséquent que dominent des conditions d'instabilité et d'amincissement des glaces. L'importance du retrait sélectif est démentie par le fait que quand l'eau quitte un lac en hiver, une différence d'une fraction seulement de degré Celsius peut considérablement influencer le régime glaciologique du cours d'eau en aval du lac.

Avec l'arrivée du printemps, l'absorption du rayonnement solaire au-dessous de la glace lacustre réchauffe les eaux sous-jacentes. La convection induite par le rayonnement engendre une couche mixte de plus en plus profonde qui progresse dans le profil thermique stable au-dessous d'elle, et montre souvent une périodicité diurne (par exemple Farmer, 1975; Carmack, 1979). Dans certains lacs, la température régnant au-dessous de la glace peut monter au-dessus de 4 °C (Woodcock, 1965; Williams, 1969; La Perriere, 1981).

On a porté peu d'attention à la débâcle printanière des glaces lacustres. Bilello (1980) a examiné plusieurs méthodes empiriques de prévision de cette débâcle. Ashton (1983a, 1983b) a discuté de la désintégration des glaces en se basant sur le bilan énergétique. Wake et Rumer (1979) ont noté que l'accumulation des eaux de fonte à la surface de la glace peut rendre encore plus complexe le bilan thermique des glaces fondantes.

## RÉGION ÉTUDIÉE ET MÉTHODES D'ÉTUDE

Le lac Laberge est situé à environ 61 °N., à une altitude de 628 m. C'est un lac long (48 km), étroit (4.2 km), profond (profondeur moyenne = 54 m), de superficie 201 $km^2$, de volume 10.8 $km^3$, dont le bassin est caractérisé par un temps de remplissage (volume du lac divisé par le débit sortant) de 1.06 année.

Le lac a des versants raides, un fond plat, et un profil transversal en forme de U (figure 3). Le fleuve Yukon entre à l'extrémité sud du lac en formant un delta qui se prolonge à environ 3 km dans le lac. Immédiatement au-delà du front du delta, le fond descend suivant une pente d'environ 2.5 %. Le lac comporte une zone littorale très étroite sur la majeure partie de sa longueur, et des régions d'eau peu profonde à ses extrémités seulement, c'est-à-dire dans la baie Jackfish et en arrière de l'île Richtofen. La partie la plus profonde du lac (Z = 145 m) se situe dans le tronçon étroit de sa partie médiane. Près du débouché, le fond remonte suivant

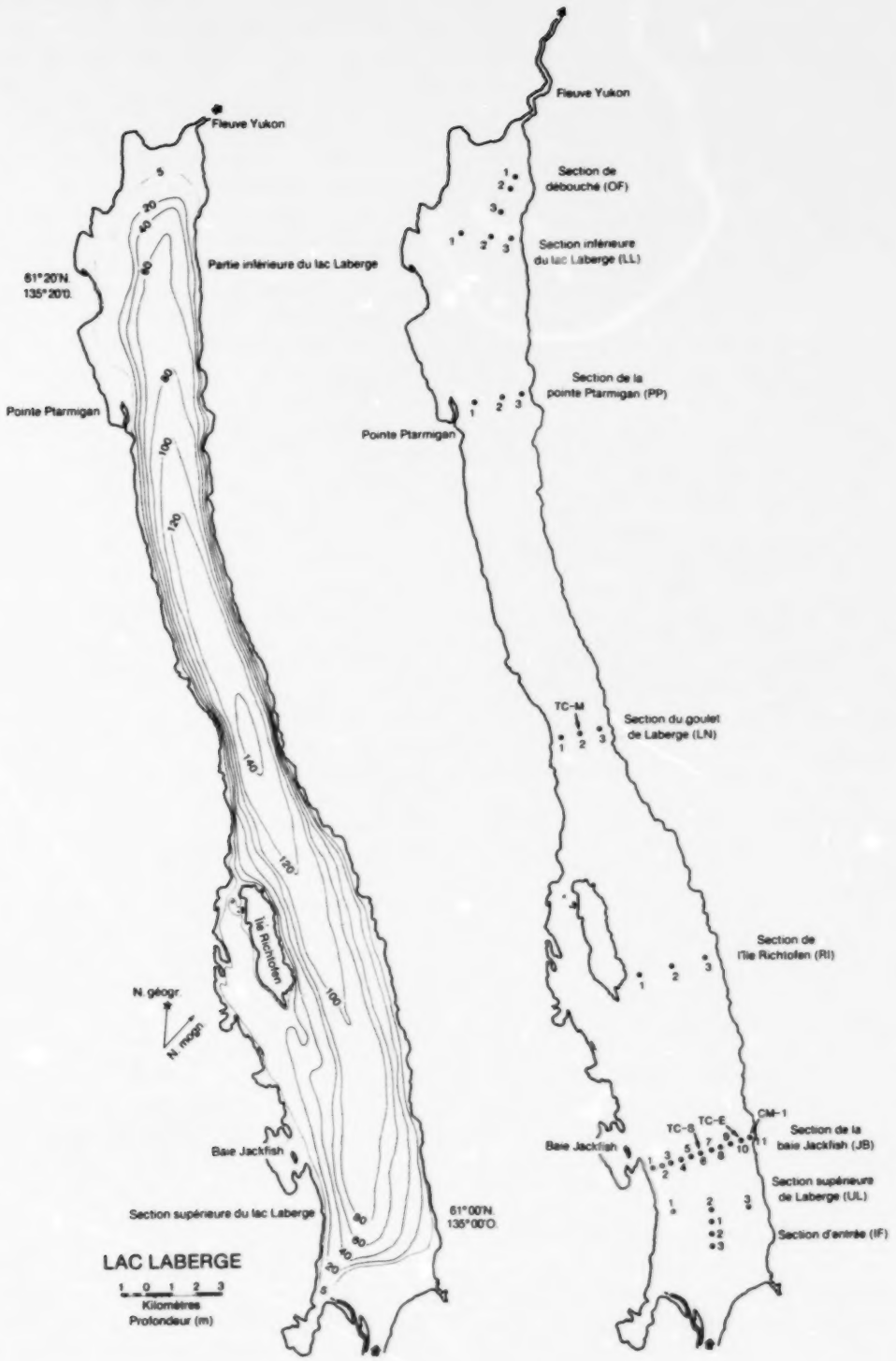


**Figure 3. Bathymétrie et emplacement des stations du lac Laberge.**

une pente moyenne de 2.5 %. La figure 4 montre les courbes hypsographiques des superficies et volumes en fonction de la profondeur.

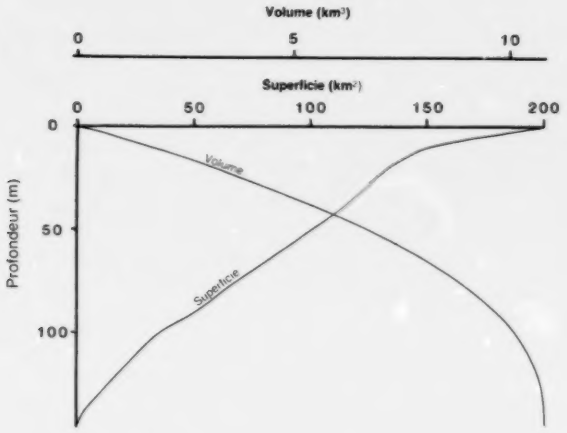


**Figure 4. Superficie et volume en fonction de la profondeur.**

On a conçu le programme d'observations de façon à obtenir de l'information sur les paramètres interreliés qui influent sur la croissance et sur la désintégration des glaces. On a donc utilisé des techniques combinées, à la fois basées sur les relevés du lac et sur l'emploi d'appareils d'enregistrement télécommandés.

On a élaboré deux différents modes de levés. Pour obtenir de l'information détaillée sur le régime des glaces et sur la structure des masses d'eau, on a établi près de la baie Jackfish un transect comprenant 11 stations, que l'on a parcouru en motoneige à des intervalles approximatifs de une à deux semaines. Pour obtenir davantage d'information sur la circulation et le brassage, on a effectué en avion sur skis un levé du lac sur toute sa largeur, couvrant 21 stations, cela à des intervalles d'environ un mois (Marles, 1985).

En chaque point de levé, on a foré un trou de 0.2 m de diamètre dans la glace, et obtenu un profil vertical des températures et des conductivités en employant un enregistreur des salinités, températures et profondeurs du type Applied Microsystems Model-12 CTD. Ensuite, on a descendu la sonde de l'enregistreur CTD au moyen d'un treuil léger à manivelle, que l'on pouvait transporter soit dans un avion sur skis, soit dans un traîneau. On a mesuré le rayonnement solaire en employant le photomètre de la compagnie Lambda Instruments sensible au rayonnement photosynthétique (400-700 nm). En outre, on a mesuré l'épaisseur de la glace et de la neige, la masse de neige, l'épaisseur de la glace, et le franc-bord du trou de forage.

Le système d'enregistrement télécommandé comprenait trois chaînes de thermistors, dont chacune enregistrait la température à 10 profondeurs définies. La chaîne A se trouvait près de l'extrémité sud du lac, du côté est de celui-ci, de sorte que les températures enregistrées reflètent aussi l'influence du cours d'eau. La longueur de la chaîne A était de 40 m; les thermistors étaient placés à des intervalles de 4 m. On a installé la chaîne B à l'extrémité sud du lac, mais hors de la région d'influence du cours d'eau. Les données enregistrées par cette chaîne doivent refléter les oscillations internes fondamentales du lac, puisque l'amplitude de la seiche du premier mode atteint son maximum aux extrémités de ce lac. La chaîne B avait 80 m de long et comportait des thermistors espacés de 8 m. La chaîne C se trouvait au milieu du lac près de sa partie la plus profonde et avait une longueur de 120 m, les thermistors étant distants de 12 m. Ce site étant rapproché du noeud de la seiche du premier mode, les variations de la structure thermique doivent davantage y refléter le comportement du lac sous l'effet des contraintes météorologiques saisonnières, que sous l'effet des conditions internes donnant lieu aux seiches.

On a établi près de l'embouchure du lac une station météorologique construite par la compagnie Aanderaa Instruments. L'instrument utilisé enregistrait le rayonnement solaire, la vitesse du vent, la température atmosphérique, la température de l'eau et l'humidité relative. On a enregistré les données sur bande magnétique à des intervalles de 30 ou 60 minutes. On a construit une enceinte chauffée au propane pour loger l'enregistreur de données, et ainsi pouvoir l'utiliser à des températures atteignant -50 °C. Toutefois, lorsque le mouvement des glaces survenant au moment de l'engel a cisaillé le câble de liaison, on a perdu le capteur thermique servant à mesurer la température de l'eau.

On a obtenu des valeurs quotidiennes de la couverture nuageuse auprès de l'observatoire du Service de l'environnement atmosphérique, situé à Whitehorse.

## PARAMÈTRES ENVIRONNEMENTAUX

### Hydrologie

La superficie totale du bassin du fleuve Yukon, en amont du lac Laberge, est de 25 385 $km^2$. Le débit fluviatile annuel moyen est de 10.2 $km^3\ a^{-1}$; sur ce total, environ 90 % du débit provient des couches superficielles des lacs d'amont. Le rendement moyen du bassin versant en amont du lac est de 0.4 $m\ a^{-1}$.

La figure 5 présente un hydrogramme du débit sortant du lac Laberge. Le débit annuel moyen est de 325 $m^3$ $m^{-1}$. On observe un débit minimal en hiver entre janvier et mars. Le débit des cours d'eau augmente rapidement à partir de mai, et atteint un maximum en août et en septembre. Ce pic du débit fluviatile à la fin de l'été caractérise un bassin qui reçoit la majeure partie de ses eaux de ruissellement sous forme d'eau de fonte des glaces. Les débits fluviatiles observés en 1983 et 1984 étaient légèrement plus bas que ne l'indiquait la tendance notée à long terme.

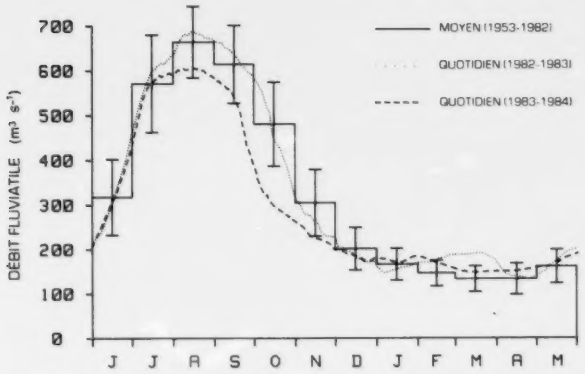


**Figure 5. Débit des eaux du fleuve Yukon à partir du lac Laberge. (Les barres verticales indiquent l'écart type.)**

L'hydrogramme montre certainement un cycle annuel, mais celui-ci n'est pas excessivement long, le débit estival n'étant que cinq à six fois supérieur au débit hivernal. La raison en est que le lac Laberge reçoit une grande partie de son eau de l'emmagasinement naturel qui a lieu dans les lacs d'amont, et que cette source d'alimentation en eau persiste toute l'année. Par ailleurs, les variations d'une année à l'autre sont substantielles, en raison des fluctuations de l'abondance des précipitations et de celle des eaux de fonte des neiges et des glaciers.

Le niveau du lac varie de 2 à 3 m au cours de l'année (figure 6), et atteint un maximum en août, un minimum en mars. Toutefois, durant la période d'englacement généralisé (de décembre à mai), il y a très peu de fluctuations du niveau de l'eau. Pour étudier le bilan hydrologique du lac Laberge, il est important de tenir compte des fluctuations limnimétriques. Durant les périodes de fort débit, il en résulte un débit d'emmagasinement, défini comme la différence entre le débit d'entrée et le débit de sortie, d'environ 60 $m^3$ $s^{-1}$. En hiver, toutefois, les niveaux d'eau sont presque constants, et le débit d'emmagasinement peut être ignoré.

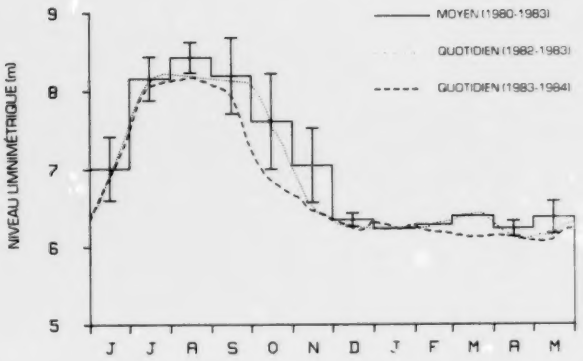


**Figure 6. Niveau des eaux du lac Laberge. (Les barres verticales indiquent l'écart type.)**

### Couverture de glace et de neige

Typiquement, le lac Laberge est englacé de la fin du mois de décembre au début du mois de juin. Les graphiques de l'épaisseur moyenne des glaces en fonction du temps pour 1983-1984 (figure 7) montrent des variations rapides durant l'englacement et la débâcle, et des variations graduelles au milieu de l'hiver. L'épaisseur d'équilibre au milieu de l'hiver se situe entre 0.8 m et 1.0 m. L'examen visuel des profils d'épaisseur dans la section de Jackfish (qui n'est pas montrée ici), n'indique aucune configuration évidente d'un bord à l'autre du lac. Cette dernière observation est en contradiction avec celle de Tesaker (1973), qui a noté que dans le lac Sperillen, les glaces les plus minces s'étaient formées le long de la ligne de rivage dextre (par rapport à l'entrée du cours d'eau dans le lac).

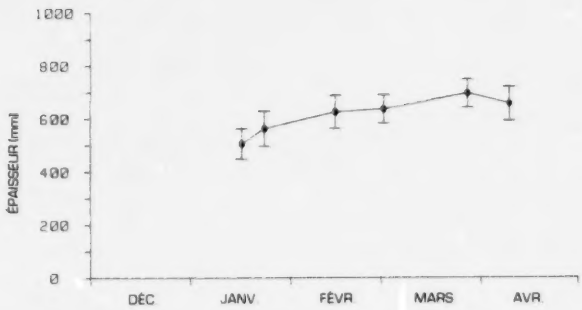


**Figure 7. Épaisseur moyenne des glaces dans le secteur de la baie Jackfish.**

À l'embouchure et au débouché du lac (figures 8 et 9), l'état des glaces est anormal, en raison d'un brassage vertical plus fort dans cette région. Une partie de la zone de débouché est toujours libre de glaces; on désignera cette

Figure 8. État des glaces à l'entrée du lac Laberge.

Figure 9. État des glaces à la sortie du lac Laberge.

région par le terme de polynie du débouché. Par ailleurs, la zone d'embouchure peut soit être ouverte, soit porter une couche de glace mince et irrégulière. On discutera de ce sujet dans une section ultérieure.

Le régime saisonnier des glaces est fortement influencé par les propriétés physiques de la couverture de neige. En effet, la neige augmente le poids s'exerçant sur la glace, modifie l'albédo, et ajoute une couche isolante à la glace et à l'eau sous-jacentes.

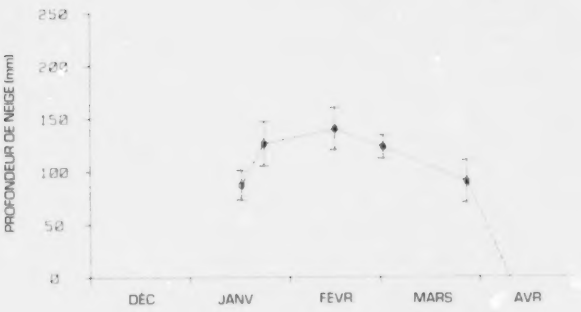


**Figure 10. Profondeur moyenne de neige dans le secteur de la baie Jackfish.**

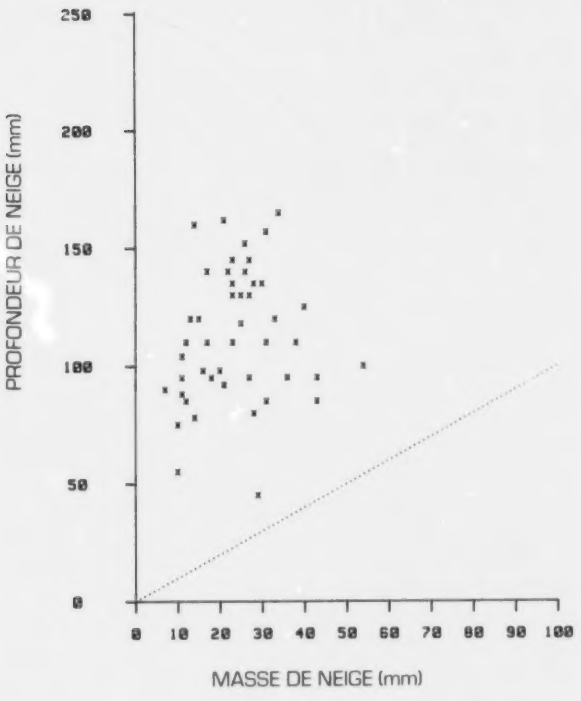


**Figure 11. Profondeur de neige en fonction de la masse équivalente de neige dans le secteur de la baie Jackfish.**

La figure 10 montre la profondeur moyenne de neige dans le secteur de la baie Jackfish en 1983-1984. La figure 11 montre la relation entre la profondeur de neige (mesurée au moyen du prélèvement de carottes de neige sur le lac) et la masse de neige (obtenue en laissant fondre des carottes de neige et en mesurant la profondeur équivalente d'eau). Typiquement, la neige est constituée de 10 % d'eau.

La figure 12 montre la relation entre la masse de neige et le niveau limnimétrique déficitaire. On obtient cette dernière quantité en soustrayant le franc-bord mesuré (la distance entre le niveau de l'eau et la surface de la glace) du franc-bord théorique (calculé pour des glaces flottant librement); elle représente donc la diminution de hauteur de la glace de surface au-dessous de son niveau hydrostatique. Si dans une station donnée, la masse de neige explique le déficit, le point de corrélation doit suivre une ligne de 45 degrés indiquant une correspondance point pour point. Dans le cas actuel, ces points de corrélation tendent à se trouver légèrement au-dessous de la ligne de pente de 45 degrés, ce qui indique que la glace est faiblement en suspension.

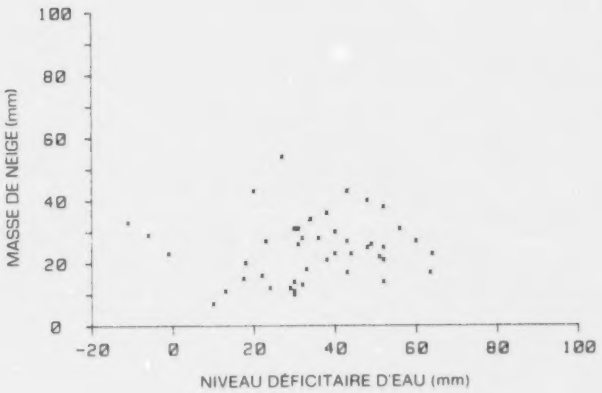


**Figure 12. Masse de neige en fonction du niveau déficitaire d'eau dans le secteur de la baie Jackfish.**

La relation entre le rayonnement solaire incident et le rayonnement réfléchi (figure 13) montre que pendant la majeure partie de l'hiver, l'albédo a pour valeur approximative 0.75. Cependant, à la fin du printemps, il tombe à environ 0.30.

La relation entre le rayonnement solaire à l'interface glace-eau, et à 1 m de profondeur (figure 14) montre que 25 % du rayonnement pénétrant dans la colonne supérieure d'eau est absorbé dans le mètre d'eau supérieur. On peut exprimer la pénétration du rayonnement en fonction d'un coefficient d'extinction k, défini par $I(z) = I_W \exp[-kz]$, où

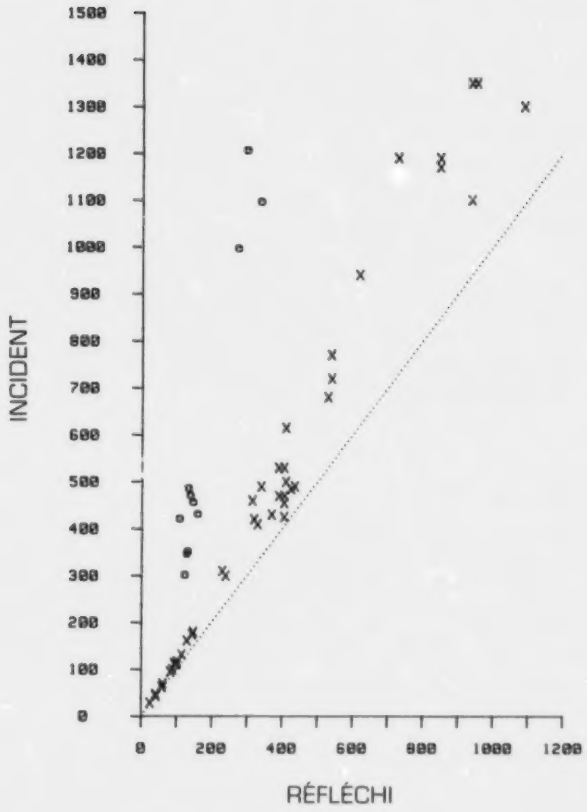


Figure 13. Rayonnement solaire incident en fonction du rayonnement solaire réfléchi dans le secteur de la baie Jackfish. (Le symbole *o* est utilisé pour montrer les mesures obtenues lors du transect effectué en avril et qui est caractérisé par l'absence de couverture de neige.)

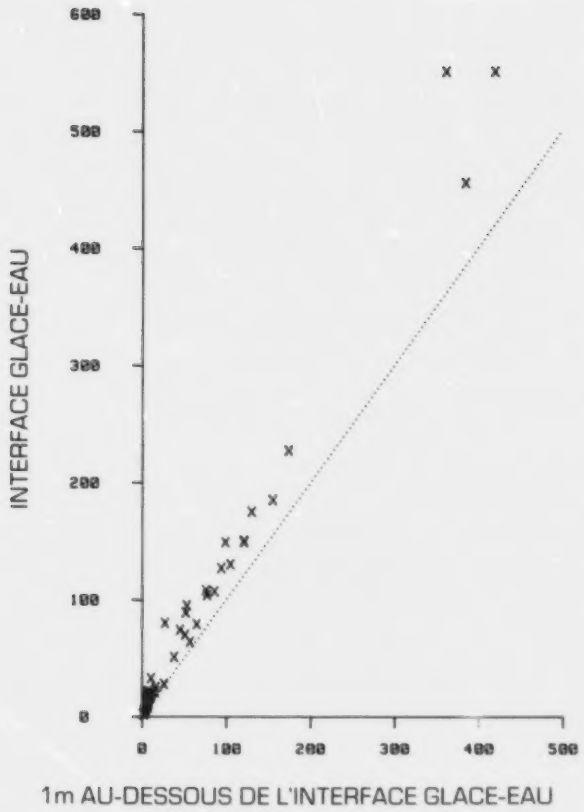


Figure 14. Rayonnement solaire à l'interface entre l'eau et la glace, en fonction du rayonnement solaire à 1 m au-dessous de l'interface entre la glace et l'eau dans le secteur de la baie Jackfish.

I(z) représente le rayonnement à une profondeur spécifiée, et $I_W$ le rayonnement à l'interface glace-eau; la valeur moyenne de k est de 0.3 environ.

### Météorologie

L'annexe B, figures B-1 à B-5, montre des graphiques de la vitesse du vent, du rayonnement solaire (ondes courtes nettes), de la température atmosphérique, de l'humidité relative, et de la couverture nuageuse en fonction du temps. Il existe une relation entre la force du vent et la situation météorologique synoptique (1 à 2 semaines), et cela en particulier suivant l'axe du lac. La température atmosphérique et le rayonnement solaire sont clairement dominés par des tendances saisonnières, tandis que l'humidité relative et la couverture nuageuse manifestent une forte variabilité d'un jour à l'autre.

## STRUCTURE DES TEMPÉRATURES HIVERNALES

### Paramètres de contrainte

La circulation et le brassage qui se produisent dans le lac sont déterminés par le vent W, par l'écoulement fluviatile R traversant le lac et par les échanges thermiques de surface Q. D'après Fischer et coll. (1979), on calcule l'influence du vent en employant la vitesse de régime turbulent $w_* = (\tau/\rho_W)^{1/2}$, définie en fonction des efforts du vent $\tau = C_d \rho_a W^2$ (kg m$^{-1}$ s$^{-2}$), où $C_d$ est le coefficient de résistance ($1.3 \times 10^{-3}$) et $\rho_W$ et $\rho_a$ sont les densités de l'eau (999.975 kg m$^{-3}$) et de l'air (1.2 kg m$^{-3}$) respectivement. Par analogie, on calcule l'influence de l'écoulement fluviatile à travers le lac en utilisant la vitesse d'advection turbulente $r_* = (C_d u_r^2)^{1/2}$ où $u_r$ est la vitesse moyenne de l'écoulement à travers ce lac (voir Wiegand et Carmack, 1982). Finalement, on calcule l'influence du refroidisse-

ment en surface en utilisant la vitesse de convection turbulente $q_* = (Bh_1)^{1/3}$, définie en fonction du flux de portance hydraulique $B = g\alpha Q(c_p\rho_w)^{-1}$ ($m^2\ s^{-3}$), où Q est le flux thermique de surface, $\alpha$ le coefficient de dilatation thermique ($68 \times 10^{-4}\ °C^{-1}$ à 8 °C), et $c_p$ la chaleur spécifique ($4194\ J\ kg^{-1}\ °C^{-1}$). Dans le cas actuel, on calcule le flux thermique de surface d'après la variation observée de l'enthalpie en fonction du temps (voir ci-dessous).

Notez que $w_*$ n'est significatif qu'avant l'englacement, tandis que $b_*$ ne l'est que pendant les périodes où les échanges thermiques favorisent la convection.

Une comparaison des échelles de la vitesse de turbulence (annexe C, figures C-1 à C-3) montre les caractères suivants :

1) À la fin de l'été et au début de l'automne, $w_*$ est généralement la composante de fluctuation dominante, avec des valeurs typiques de 0.002 à 0.005 $m\ s^{-1}$, et des valeurs maximales se rapprochant de 0.010 $m\ s^{-1}$. Lorsqu'une couverture de glace continue se forme, $w_*$ disparaît.

2) Durant l'automne (avant l'inversion et l'apparition de températures de surface supérieures à 4 °C), $b_*$ a une valeur comparable à $w_*$, et ses valeurs typiques sont de l'ordre de 0.004 à 0.006 $m\ s^{-1}$. Le refroidissement jusqu'aux températures inférieures à 4 °C augmente la portance hydraulique des eaux du lac, et par conséquent $b_*$ disparaît.

3) Le terme $r_*$ est petit, c'est-à-dire de l'ordre de 0.002 ou moins. Toutefois, durant la période où la couverture de glace est complète, et où à la fois $w_*$ et $b_*$ disparaissent, $r_*$ devient la principale source de turbulence.

### Évolution thermique

On a enregistré l'évolution thermique du lac au moyen de trois chaînes de thermistors. La chaîne A était une chaîne de 40 m située près de l'extrémité sud du lac du côté est de celui-ci, de sorte que les températures enregistrées tiennent compte de l'influence des cours d'eau. La chaîne B était une chaîne de 80 m placée à l'extrémité sud du lac, mais hors de la région d'influence des cours d'eau. Les données enregistrées par cette chaîne devraient refléter la seiche fondamentale interne (du premier mode). La chaîne C était une chaîne de 120 m située dans la partie médiane du lac, à proximité de sa partie la plus profonde. Ce site étant proche du noeud de la seiche du premier mode, les variations de la structure thermique à cet endroit reflètent davantage l'effet des contraintes météorologiques saisonnières sur le lac, que celui des seiches internes.

Pour décrire la structure thermique saisonnière du lac Laberge, on a représenté les données fournies par la chaîne de thermistors à la fois par la profondeur des isothermes en fonction du temps (annexe D, figure D-1) et par les profils quotidiens moyens (annexe D, figure D-2). L'annexe D, figure D-3 est une présentation résumée de la structure thermique saisonnière, basée sur des profils moyens bimensuels. Il convient de noter ici que les profondeurs représentées ont une précision de 2 m. En examinant visuellement ces graphiques en fonction des paramètres de contraintes extérieures, on en arrive à la description suivante.

Les trois premières semaines de septembre indiquent que le lac manifeste des oscillations de grande amplitude (30 à 40 m d'un pic à l'autre), associées à la seiche interne du premier mode. On remarque celles-ci tout particulièrement dans les données provenant de A et B à l'extrémité du lac; elles sont absentes des données provenant de C dans la station médiane, puisque cette dernière est située près du noeud correspondant à ce mode. À la place, C contient des ondes de période plus courte (environ deux jours), avec une relation en contraste de phase par rapport au mouvement qui se produit en B, et probablement associées à une seiche binodale. L'amplitude de la seiche augmente vers la fin du mois, probablement en raison d'une résonance partielle avec le vent.

Durant la dernière semaine de septembre, les vents de tempête (annexe B, figure B-1) qui apparaissent vers le 20 modifient radicalement la structure thermique, qu'une inversion des vents modifie encore davantage le 26. Donc au début d'octobre le lac présente une couche mixte superficielle plus froide et beaucoup plus profonde. Des seiches de grande amplitude engendrées par les vents sont encore très importantes, et en même temps un vent fort du nord entraîne les isothermes au fond, à l'extrémité sud du lac, le 4 octobre. Ensuite, la vaste couche superficielle du lac se refroidit graduellement, et ce refroidissement est parfois accentué par le vent. Les isothermes s'inclinent progressivement vers le haut, puis disparaissent du lac. Une soudaine augmentation de la profondeur des isothermes immédiatement après leur remontée en surface, en même temps qu'un léger réchauffement des couches du fond, indique un certain degré de convection pénétrante.

L'inversion, qui se produit lorsque le lac est essentiellement isotherme à une température se rapprochant de 4 °C, a lieu au début de novembre, tout d'abord dans les stations les moins profondes.

Alors que l'ensemble du lac présente une circulation complète, un refroidissement plus poussé induit tout d'abord une stratification inverse dans ses parties les moins profondes, comme l'indiquent les isothermes déterminées à l'emplacement des stations A et B. Les vents sont légers pendant la majeure partie des trois dernières semaines de novembre, et durant la première semaine de décembre, de sorte qu'à mesure que le lac continue à se refroidir, la stratification se poursuit. Du 5 au 10 décembre, les isothermes sont fortement déprimées par des vents violents du nord, qui avec les températures extrêmement basses refroidissent davantage le lac. Le 10 décembre, les vents se calment, et l'on voit à cette date de la glace se former à la surface du lac.

Avec la formation d'une couverture de glace, le lac est protégé du vent. La remontée ultérieure des isothermes est graduelle, pratiquement sans valeurs de pointe, et rappelle fortement une onde amortie. Dès le 21 décembre, il n'y a plus trace de seiche.

Au début de janvier 1984, le lac présente une structure thermique assez uniforme, bien que des mouvements internes de faible amplitude se manifestent surtout dans la station médiane du lac. Ces légers mouvements peuvent être liés à des perturbations de la pression atmosphérique, à des instabilités de la circulation à travers le lac, ou à des perturbations associées au débit d'entrée et au débit de sortie. Le mouvement des isothermes n'est pas nécessairement cohérent, et l'on constate un étalement des isothermes, qui indique l'existence d'ondes internes de mode vertical plus prononcé. Les eaux du fond montrent un réchauffement à mesure qu'avance le mois, et il semble que dans les portions les plus profondes du lac, apparaisse une onde d'assez grande amplitude (10 m). Cette tendance des températures du fond se poursuit pendant tout le mois de février. Les isothermes supérieures de l'extrémité du lac sont généralement uniformes, bien qu'au milieu du lac apparaisse un mouvement ondulatoire. Le mouvement qui a lieu au-dessous de l'isotherme de 3 °C est antiphasé par rapport à l'isotherme supérieure, de sorte que là aussi, il se manifeste une seiche de mode vertical plus prononcé. Cependant, pendant tout le mois de mars, le lac reste calme et il n'y a pratiquement pas de mouvement des isothermes.

En avril, on commence à observer un réchauffement graduel notable à toutes les stations, à mesure que les isothermes plus froides montent et disparaissent des eaux de surface. Ceci coïncide avec la débâcle et le réchauffement du cours d'eau d'amont (Alford et Carmack, 1987), de sorte que le réchauffement du lac est influencé par l'arrivée des eaux de ce cours d'eau. De même, il semble qu'il y a des épisodes de convection diurne (pénétrante) en C. À la station B, est signalée l'apparition de seiches internes, au fur et à mesure de la montée puis de la descente des isothermes durant le mois suivant une lente ondulation. Ce mouvement ondulatoire se poursuit en mai avec une augmentation d'amplitude. En outre, durant la seconde semaine de mai, en particulier à la station C, se manifestent nettement des phénomènes de convection pénétrante.

Le 15 mai, on observe une augmentation dramatique de l'activité des ondes internes à toutes les stations. Étant donné que le lac est encore couvert de glace à cette époque, ce comportement est difficile à expliquer. Toutefois, on note que c'est la date à laquelle l'arrivée des eaux commence à augmenter. D'autre part, la température de ces eaux entrantes dépasse maintenant 4 °C, de sorte que l'instabilité due au brassage d'eaux de même densité, mais de salinité et température différentes, se manifeste.

La chaleur continue à pénétrer le lac, à mesure qu'approche l'inversion printanière des premières semaines de juin. La débâcle a lieu durant la première semaine de juin, après quoi le lac se stratifie. Notez que le commencement de la stratification est assisté par l'étalement des eaux fluviatiles à mesure qu'elles descendent le lac, de sorte que la stratification apparaît tout d'abord en A, puis en B et finalement en C (Carmack et coll., 1979).

**Bilan thermique**

Le procédé que l'on emploie ici consiste à calculer directement le flux thermique total comme vitesse de variation de l'enthalpie dans le lac. Pour y parvenir, on emploie les données fournies par la chaîne de thermistors installée au milieu du lac, qui indique le profil thermique moyen à l'échelle du lac. Visiblement, les données provenant d'un seul endroit sont probablement biaisées par des ondes internes; toutefois, cette erreur est sans doute minimale au milieu du lac, où l'on postule que l'amplitude de la seiche interne du premier mode est faible.

La figure 15 montre l'évolution de la température moyenne du lac Laberge, pondérée en fonction du volume, avec le temps. L'enthalpie correspondante est à tout moment $H = \rho_w c_p V\langle T\rangle$, où V est le volume du lac ($10.8 \times 10^9$ $m^3$) et $\langle T\rangle$ est la température moyenne pondérée en fonction du volume, à tout moment. Les fluctuations de haute fréquence apparaissant à la figure 15 sont probablement associées à l'activité des ondes internes; on n'en tient donc pas compte. On note la tendance annuelle suivante. Avant l'englacement survenant à la mi-décembre, la vitesse globale de refroidissement est de 0.067 °C $d^{-1}$. Pendant tout le milieu de l'hiver, la température moyenne reste presque constante, en raison de l'effet isolant de la couverture de glace. Le réchauffement commence à la fin d'avril,

en raison de la pénétration du rayonnement solaire à travers la couverture de glace et de l'afflux d'eaux fluviatiles réchauffées.

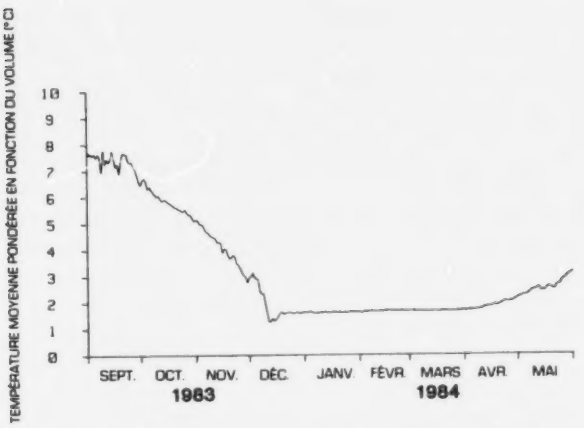


**Figure 15. Température moyenne pondérée en fonction du volume, en fonction du temps.**

La figure 16 montre le flux thermique correspondant (calculé d'après la vitesse de variation de la température moyenne pondérée en fonction du volume et du flux thermique latent) en fonction du temps. Si l'on ignore à nouveau les fluctuations de haute fréquence des ondes internes, on constate que le flux thermique d'automne est d'environ 175 à 200 W $m^{-2}$. Au milieu de l'hiver, le flux thermique calculé d'après la variation d'enthalpie est faible. Toutefois, si l'on considère le flux thermique latent durant la période initiale de formation de la glace, on obtient un flux additionnel de l'ordre de 100 W $m^{-2}$.

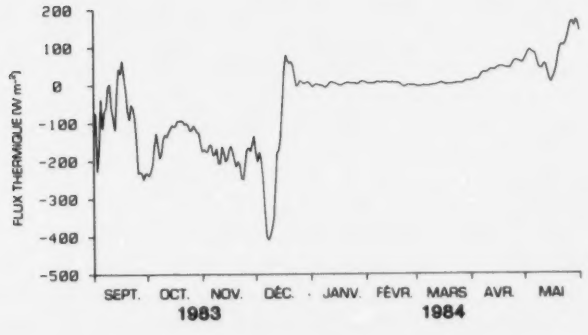


**Figure 16. Flux thermique (calculé d'après la vitesse de variation de la température moyenne pondérée en fonction du volume et en fonction de la chaleur latente) en fonction du temps.**

## ÉCOULEMENT À TRAVERS LE LAC, ET FORMATION DE LA MASSE D'EAU

Le mouvement de l'eau d'une rivière à travers un lac durant l'hiver influe sur les échanges thermiques, l'épaisseur des glaces et la dispersion des produits (Melin, 1948; Tesaker, 1973; Stigebrandt, 1978; Svensson et Larsson, 1980; Hamblin et coll., 1986). On sait encore très peu de chose sur la circulation des eaux fluviatiles dans les lacs couverts par les glaces, en raison des très faibles vitesses d'écoulement. Par exemple, supposons qu'un débit entrant de 150 $m^3 s^{-1}$ ait lieu dans les 15 m supérieurs du lac, en formant un courant de 2 km de large. Si l'on divise le débit par la section transversale, on obtient une vitesse de l'ordre de 0.005 m $s^{-1}$, soit d'environ 400 m $d^{-1}$.

En étudiant le problème sous son aspect physique, on peut se faire une idée de la circulation prévisible d'origine fluviatile. Puisque le courant d'entrée a une température proche de 0 °C, la densité des eaux fluviatiles est inférieure à celle des eaux du lac, et donc les premières doivent s'étaler en formant une traînée qui se maintient dans les couches supérieures du lac. Par ailleurs, si l'on postule que l'écoulement est influencé par des forces de Coriolis, on peut le considérer comme un courant limite de gravité (Griffiths, 1986). Les études théoriques et les études en laboratoire de ces courants montrent qu'ils se propagent avec une limite dextre seulement (dans l'hémisphère nord). Dans le lac Laberge, ceci signifie que l'écoulement fluviatile doit être particulièrement intense le long de la marge est du lac («concentration marginale dextre»). Toutefois, le courant est aussi influencé par la résistance à la friction, à la fois à l'interface entre la glace et l'eau et aux niveaux inférieurs. Il en résulte dans ce lac un transport de l'eau suivant le modèle d'Ekman, en retrait de la marge est du lac, et un élargissement du courant en aval (Stigebrandt, 1978; Svensson et Larsson, 1980).

En employant ces considérations physiques comme lignes directrices, et en tenant compte des faibles vitesses du courant observées, on examine ensuite la distribution des propriétés, et la façon dont celles-ci permettent de déduire la configuration de la circulation.

### Diagrammes en coupe des températures et de la conductivité

L'annexe E, figure E-1, représente des coupes transversales des diagrammes de température et conductivité par rapport à 25 °C ($C_{25}$) d'un bord du lac à l'autre, dans la baie Jackfish, à diverses époques de l'hiver. Cette coupe se situe approximativement à 7 km de l'embouchure du cours d'eau et à 4 km du front du delta.

Pendant tout l'hiver, le lac présente une stratification inverse, et sa température augmente de façon monotone

avec la profondeur. Le plus important gradient thermique (thermocline hivernale) se situe entre 30 et 45 m de profondeur, entre les isothermes de 1.2 °C et 2.0 °C. Le gradient thermique vertical est alors d'environ 0.05 °C $m^{-1}$, et le gradient densimétrique vertical, $d\rho/dz$, est d'environ 0.002 kg $m^{-4}$. Là, on calcule la densité en employant l'équation d'état donnée par Chen et Millero (1977). On définit la fréquence de la portance hydraulique, qui détermine la limite supérieure de fréquence des mouvements ondulatoires internes, par $N = [(g/\rho)(d\rho/dz)]^{1/2}$. À l'intérieur de la thermocline hivernale, ce paramètre est caractérisé par des valeurs approximatives de $0.5 \times 10^{-2}$ $s^{-1}$. Les isothermes à l'intérieur et au-dessus de la thermocline présentent une faible tendance à une concavité orientée vers le haut, tandis que les isothermes plus profondes ont tendance à présenter une pente ascendante vers la rive est.

Durant l'hiver, l'eau arrivant dans le lac reste plus froide et moins dense que les eaux lacustres, et tend donc à s'étaler dans les couches supérieures du lac. En outre, sa conductivité augmente en hiver. Ces deux caractéristiques influent sur la distribution de $C_{25}$. Par exemple, presque toute la variabilité de $C_{25}$ se manifeste au-dessus de la thermocline hivernale. Un détail curieux est la persistence d'inversions isolées de la conductivité au milieu du lac, immédiatement au-dessus de la thermocline.

L'annexe E, figure E-2, montre des diagrammes en coupe de T et $C_{25}$ suivant l'axe du lac. Notez ici que les isoplèthes de la température et de la conductivité sont pratiquement uniformes, excepté des distorsions survenant près de l'embouchure et du débouché du lac. Par exemple, les isothermes proches de l'embouchure sont typiquement concaves vers le haut et centrées sur la coupe transversale JB, tandis qu'à partir des abords de la coupe LL les isothermes tendent fortement à diverger. Il est concevable que ces distorsions reflètent un rajustement géostrophique de l'écoulement des eaux à travers le lac.

La coupe correspondant aux données relevées le 14 février montre l'existence d'une couche d'eau proche du fond, à $C_{25}$ élevée, à l'extrémité sud du lac. On ne connaît pas pour l'instant la source de cette couche. Il est évident qu'elle n'est pas d'origine fluviatile, étant donné sa température élevée. Cependant, elle pourrait être liée à la libération de solides dissous à partir des sédiments, de la même façon que le décrivent Mortimer et Mackereth (1958).

**Diagrammes de corrélation de la température et de la conductivité**

Les océanographes utilisent à grande échelle des diagrammes de corrélation pour identifier et suivre les masses d'eau (voir à ce sujet l'étude de Mamayev, 1975). Si les données représentées sur ce diagramme suivent une ligne droite, ceci laisse supposer que le brassage s'effectue entre les deux masses d'eau distales, qu'il est stable du fait qu'il n'existe pas de sources ou réservoirs extérieurs, et permanent du fait que les propriétés des éléments distaux restent constantes pendant une période plus longue que le temps de renouvellement du système. Par contre, si l'on obtient une ligne courbe ou brisée, ceci veut dire soit qu'il existe plusieurs masses d'eau, soit que le brassage manifeste des propriétés non stables, soit que le système n'est pas permanent (Loder et Reichard, 1981). En gardant ces lignes directrices à l'esprit, on se propose d'examiner les courbes de corrélations du lac Laberge, entre la température observée et la conductivité ($T/C_{25}$).

La figure 17 montre la famille de courbes $T/C_{25}$ de trois stations médianes du lac, correspondant aux trois levés effectués à l'échelle du lac. Certaines variations individuelles se manifestent sans doute, mais un détail est clair; à savoir, le point d'inflexion des courbes individuelles qui apparaît aux températures comprises entre 0.8 °C et 1.6 °C. Ce point d'inflexion apparaît aux températures plus basses (à des profondeurs moins grandes) en fonction de la distance d'aval dans le lac. Il est facile de comprendre le point d'inflexion $T/C_{25}$ si l'on considère un modèle de brassage non permanent, ou si l'on considère l'aspect saisonnier de la conductivité des eaux fluviatiles. À l'inversion, le lac présentait sans doute un bon degré de brassage; donc, le lac tout entier serait représenté par un seul point (4 °C, 92 $\mu$S $m^{-1}$) sur le diagramme de corrélation. Ensuite, à mesure que s'est refroidie et qu'a gelé la surface du lac, la courbe $T/C_{25}$ devait apparaître comme une ligne verticale se prolongeant vers le bas jusqu'à 92 $\mu$S $m^{-1}$, entre 0 °C et environ 4 °C. Sans apports extérieurs (c.-à-d. en régime permanent), le lac devait garder cette structure $TC_{25}$ pendant tout l'hiver). Toutefois, le cours d'eau introduit de l'eau froide de conductivité élevée dans le système, à une échelle de temps proportionnée au temps de séjour des couches supérieures du lac. Étant donné cette variation de la concentration distale avec le temps, la courbe $T/C_{25}$ développe un changement de concavité qui s'élargit durant l'hiver.

Une conclusion que l'on peut tirer de cette analyse est que le point d'inflexion de la courbe $T/C_{25}$ représente la profondeur maximale d'eau influencée par l'apport des eaux hivernales, c'est-à-dire la profondeur de la couche des eaux d'origine fluviatile. On désignera ce point d'inflexion par limite de la masse d'eau, et l'eau se trouvant au-dessus de ce point par couche mobile.

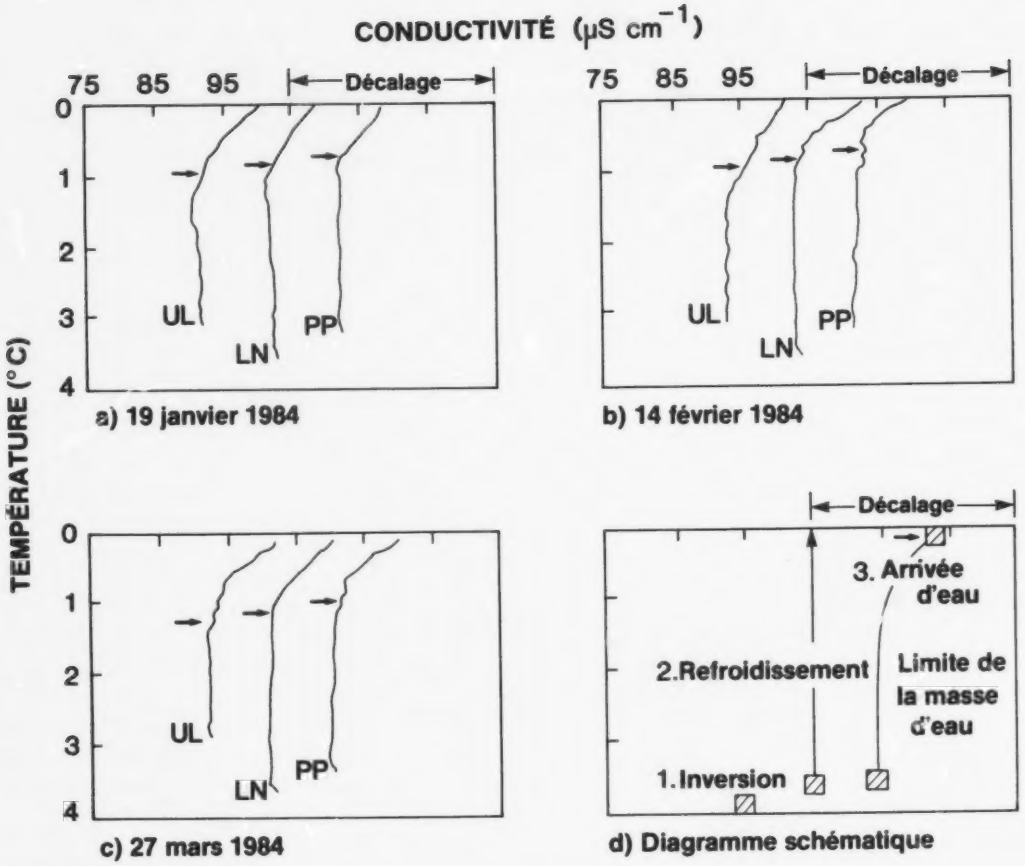


**Figure 17.** Courbes de corrélation $T/C_{25}$ à trois stations médianes du lac, correspondant aux trois levés effectués à l'échelle du lac, et diagramme schématique montrant l'évolution de la courbe $T/C_{25}$ résultant de l'écoulement à travers le lac. Dans chaque tracé, les courbes sont décalées de 10 $\mu S\ cm^{-1}$; les flèches indiquent la position approximative de la limite de la masse d'eau.

**Distribution des propriétés horizontales**

Pour utiliser des cartes de propriétés des eaux dans le but de déduire la circulation horizontale, on se base sur l'hypothèse suivant laquelle les principaux trajets d'écoulement à partir des régions sources donnent lieu à certaines configurations ou volutes, du point de vue de la distribution des propriétés. Il s'agit d'abord de définir une surface convenable pour cartographier l'étendue d'eau en question, puis d'examiner sur cette surface la distribution d'une certaine variable ou d'un certain traceur, par rapport à une source connue.

Dans le cas présent, on examine deux surfaces en rapport avec la couche fluviatile : la surface isotherme de 0.5 °C et la base de la limite de la masse d'eau telle que définie plus haut. On a choisi la surface isotherme de 0.5 °C pour établir le travail de cartographie parce qu'elle se situe dans la couche fluviatile, se rapproche étroitement d'une surface isopycne, et on peut traiter la température comme une propriété presque stable en hiver. Dans le cas de cette surface, on représente graphiquement sa profondeur et la distribution de $C_{25}$ (annexe F, figures F-1 à F-3).

On a choisi l'inflexion $T/C_{25}$ comme seconde surface à cartographier, parce qu'elle semble le mieux indiquer la base de la couche fluviatile. Dans le cas de cette surface, on représente graphiquement sa profondeur et la distribution correspondante de la température (annexe F, figures F-4 à F-6). D'après ces cartes, on note les tendances générales suivantes :

1) La surface de 0.5 °C et la limite de la masse d'eau tendent à être plus profondes à l'extrémité sud du lac qu'à son extrémité nord, et le long de sa rive est que le long de sa rive ouest. Ceci concorde avec la notion

**Figure 18. Chenaux prodeltaïques dans l'embouchure.**

d'un écoulement d'origine fluviatile qui commence à l'extrémité sud du lac et se poursuit le long de sa rive est. Le second comportement est probablement une conséquence de la force de Coriolis.

2) À la surface de 0.5 °C, la conductivité présente une légère tendance à diminuer du sud au nord et d'est en ouest. Là aussi, ceci concorde avec l'hypothèse d'un écoulement fluviatile se déplaçant de façon préférentielle le long de la rive droite, dans la direction naturelle d'écoulement.

3) La température régnant à la limite de la masse d'eau a tendance à s'élever le long des limites sud et est du lac. Par ailleurs, on observe un réchauffement graduel de cette surface durant tout l'hiver. Ce comportement suggère que les effets d'entraînement des eaux lacustres ambiantes dans la couche fluviatile sont plus prononcés près du point d'embouchure, et que le front d'entraînement s'approfondit lentement durant l'hiver.

**Dynamique à l'embouchure**

Comme l'on a noté plus haut, on rencontre inévitablement à proximité de l'embouchure une zone d'eaux libres ou de glace mince immédiatement au-delà du front du delta (figure 8). Tandis que le front du delta lui-même est très vaste, avec une largeur d'environ 3 km, la zone de glace mince est étroite et n'a que 200 m de large. La raison en est que durant l'hiver, le niveau limnimétrique tombe de plus de 2 m, et que l'englacement fait tomber le niveau de l'eau de 1 m de plus. Ceci veut dire que la majeure partie de l'étendue du delta est recouverte de glace côtière. Donc en hiver, l'eau doit arriver dans le lac par un ou plusieurs chenaux prodeltaïques. De ce fait, l'écoulement est fortement canalisé (figure 18), et la vitesse des eaux pénétrant dans le lac peut effectivement être plus élevée en hiver qu'en été, bien que le débit fluviatile global soit bien inférieur.

Les conséquences de cette situation sont illustrées par les observations faites dans la région et indiquées à la figure 19. Les eaux fluviatiles rencontrent le lac en empruntant le chenal, avec une vitesse se rapprochant de 1 m $s^{-1}$ (figure 19c). En pénétrant dans le lac, ces eaux s'étalent à la surface sous forme de jet turbulent et ascendant. À cet endroit, l'entraînement des eaux lacustres ambiantes dû à la turbulence et le transfert thermique vertical accentué résultant de la vitesse horizontale d'écoulement près de la limite entre la glace et l'eau, se combinent pour produire une étroite zone de glace mince qui se prolonge sur le lac.

Les profils de température obtenus dans la région indiquée par la figure 19a sont une preuve supplémentaire du fort brassage qui a lieu près du courant d'embouchure.

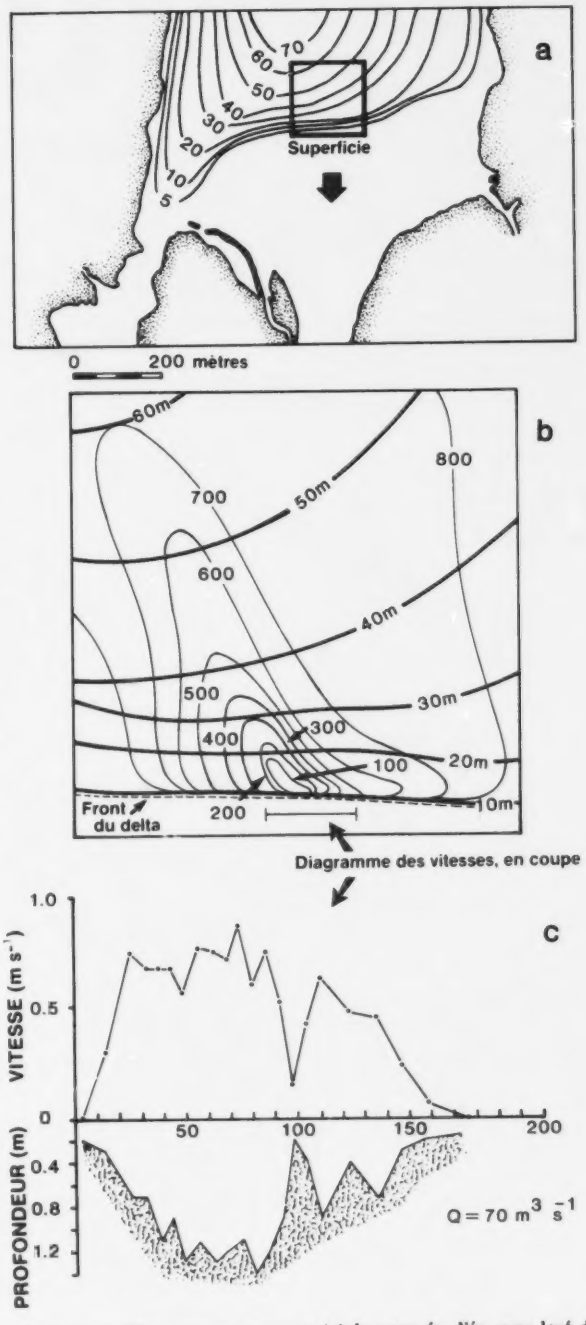


**Figure 19.** Diagrammes montrant (a) la zone étudiée avec levé de l'embouchure, (b) l'épaisseur de la glace et la profondeur d'eau, et (c) le profil horizontal de la vitesse à l'embouchure.

Ces profils (figure 20) montrent des inversions de température qui diminuent d'intensité avec la distance du point d'entrée. Les profils du gradient densimétrique vertical (figure 21) indiquent que l'intensité du brassage turbulent diminue aussi avec la distance du point d'entrée. Les stations proches de l'embouchure donnent des valeurs négatives, qui prouvent que l'agitation mécanique crée une inversion.

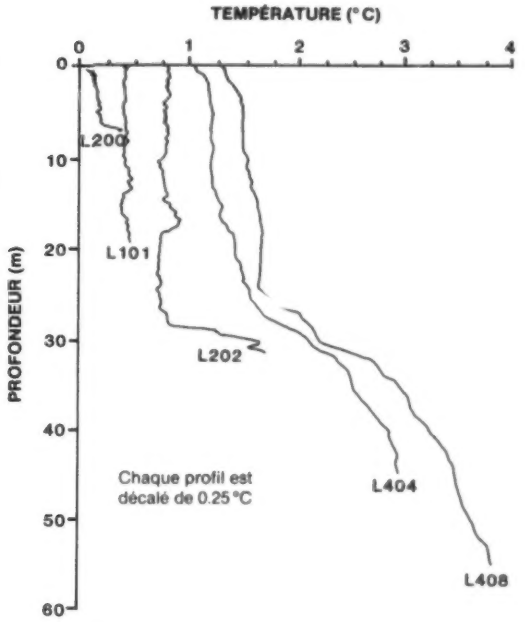


Figure 20. Température près de l'embouchure.

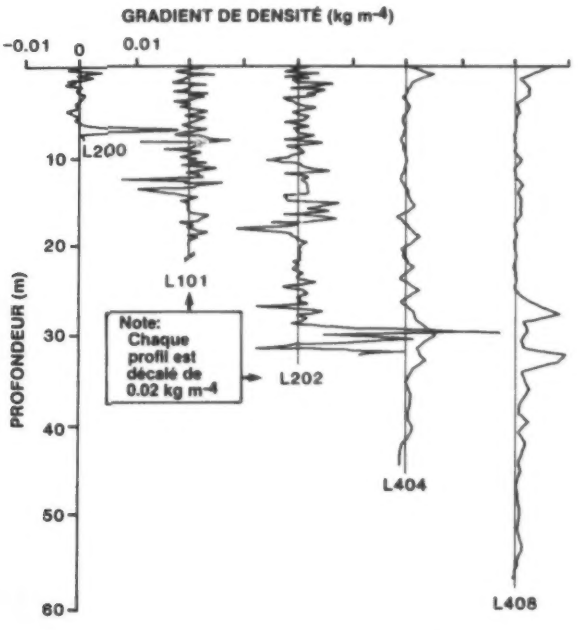


Figure 21. Gradient de densité près de l'embouchure.

On peut traiter le domaine du courant d'entrée comme un jet turbulent à l'intérieur d'un fluide stratifié (Jirka et coll., 1981; Chu et Baddour, 1984). Dans ce cas, le jet présente les caractéristiques suivantes : longueur $L_O$ = 800 m, largeur $b_O$ = 200 m, et vitesse initiale $v_O$ = 0.8 m $s^{-1}$. Puisque le jet dépasse un rayon Rossby à l'intérieur du lac et s'étend au-delà d'un rayon Rossby à partir d'une limite donnée, des tourbillons anticycloniques peuvent se former et se concentrer dans la partie supérieure du jet.

### Dynamique au débouché

Les régions du débouché des lacs recouverts par les glaces sont très importantes d'un point de vue écologique. La zone d'eaux ouvertes, ou polynie, constitue un habitat critique pour le gibier d'eau, durant sa période d'hivernage. La région de glaces minces entourant la polynie subit plus tôt la débâcle que l'étendue principale du lac, et donc constitue une aire de rassemblement en début de saison pour les oiseaux migrateurs. En raison de la remontée des eaux, de leur clarté, et de la présence d'un substrat stable, les débouchés des lacs sont aussi des régions assez productives.

Les cartes des zones d'eaux ouvertes au milieu de l'hiver, pour la période 1981-1985 (figure 22), indiquent une superficie moyenne libre de glaces de 0.70 $km^2$ (écart type 0.22 $km^2$). La limite extérieure de la polynie est relativement constante d'une année à l'autre, ce qui suggère qu'elle est largement régie par l'interaction de l'écoulement avec la bathymétrie (voir aussi Hamblin et coll., 1986).

La figure 23 représente en coupe un diagramme, obtenu en mars 1983, des températures à mesure que l'on se rapproche du débouché. Les isothermes restent relativement uniformes dans un rayon d'environ 2 km à partir de ce débouché. À cet endroit, les isothermes situées au-dessus de 20 m de profondeur sont perturbées. En particulier, les températures et les gradients thermiques des 6 à 8 m supérieurs du lac augmentent, tandis que les températures et les gradients thermiques plus profonds diminuent. Les effets observés près de la surface sont liés à la convergence de l'écoulement et à la remontée des eaux. Les effets observés à plus grande profondeur sont probablement dus au brassage qui a lieu au fond, et à l'établissement d'un écoulement de retour (remontant le lac) au-dessous des eaux sortantes.

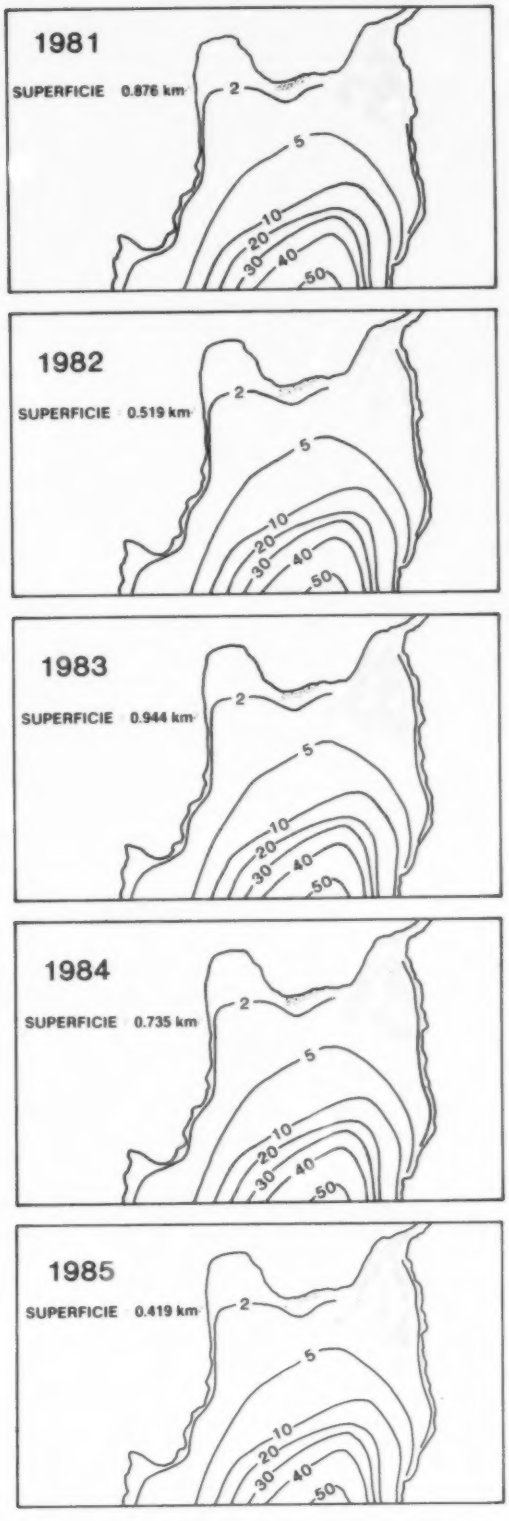


Figure 22. Étendue d'eaux libres au débouché.

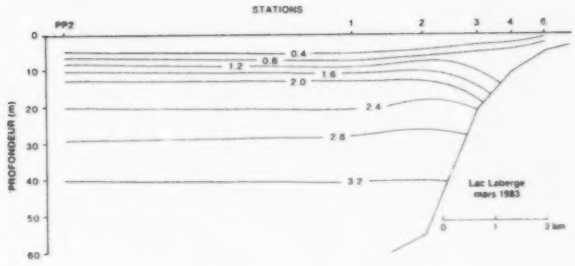


Figure 23. Diagramme en coupe des températures près du débouché.

Stigebrandt (1978) a formulé une équation permettant de calculer la profondeur où a lieu le retrait, pour les écoulements de sortie en surface, $h_O = 1_O\,(Q^2/N^2B_O^2D_O)^{1/3}$, où $1_O$ est une constante (0.74), Q est le débit fluviatile, N la fréquence de la portance hydraulique, et $B_O$ et $D_O$ représentent la largeur et la profondeur du lac à son débouché. En prenant des valeurs qui s'appliquent au débit sortant du lac Laberge vers le milieu de l'hiver (c.-à-d. $Q = 150\ m^3\ s^{-1}$, $B_O = 200$ m, $D_O = 3$ m, et $N = 5 \times 10^{-2}\ s^{-1}$, on trouve $h_O = 15$ m. Même s'il n'apparaît pas que l'eau qui se trouve à cette profondeur quitte effectivement le lac (figure 23), elle se trouve à peu près à la profondeur où les isothermes sont perturbées par la circulation de sortie.

## DISCUSSION

En raison de son écoulement hivernal, le lac Laberge présente aussi un grand nombre des caractéristiques physiques d'un réservoir profond et recouvert par les glaces. On peut donc l'utiliser comme prototype dans le but d'élaborer des modèles numériques à la fois du lac et des systèmes de réservoirs, à condition d'identifier les processus physiques dominants.

Qu'a-t-on réussi à faire, du point de vue de la modélisation numérique de la stratification (c.-à-d. de la détermination de la structure thermique) des lacs recouverts par les glaces, dans lesquels existe un courant? On a décrit plusieurs modèles de «jours d'englacement» (p. ex. Pivovarov, 1972), mais ce sont des modèles globaux ignorant les processus limnologiques. Sundaram et Rehm (1973), Rahman (1978), Killworth et Carmack (1979), et Omstedt et Sahlberg (1983) ont élaboré des modèles de structure thermique applicables à la période de stratification inverse, mais qui n'incluent pas la formation de la glace. Svensson et Larsson (1980) ont étudié la couche turbulente d'Ekman dans un lac recouvert par les glaces, mais là aussi ne tiennent pas compte de la croissance et de la désintégration des glaces. Wake et Rumer (1979) et Brossia et coll. (1981) ont élaboré des modèles permettant d'étudier la formation des glaces de surface, mais n'ont pas tenu compte du couplage thermo-

dynamique entre la couverture de glace et l'eau sous-jacente. Patterson et Hamblin (1986) ont couplé le modèle thermodynamique des glaces et de la neige, élaboré par Maykut et Untersteiner (1971), avec un modèle de brassage des eaux du lac, initialement mis au point par Imberger et coll. (1978), lesquels ont utilisé les paramètres de la couche limite déterminés par Hamblin et coll. (1986). Toutefois, le modèle étant unidimensionnel (1-D), les effets du courant d'entrée, du courant dans le lac, et de la circulation de sortie exigent l'élaboration d'autres paramètres.

Ces détails mettent en évidence les difficultés considérables que pose la construction de modèles réalistes 1-D du régime hivernal des lacs et réservoirs septentrionaux. Si l'on se base sur la présente étude du lac Laberge, on voit que certains processus et événements ont une importance générale du point de vue de la limnologie et du régime des glaces d'hiver d'un vaste lac septentrional, caractérisé par une couverture de glace et un écoulement hivernaux.

1) À mesure que les lacs se refroidissent jusqu'à 4 °C, ils prennent un caractère fortement bidimensionnel et tridimensionnel, du fait qu'il peut apparaître de vastes différences spatiales dans la circulation et le brassage des eaux. On doit correctement exprimer ces phénomènes par des paramètres appropriés, afin de pouvoir incorporer leurs effets dans un modèle 1-D.

2) Pour modéliser correctement la stratification hivernale des lacs profonds, on doit aussi incorporer deux propriétés thermodynamiques des eaux douces. Tout d'abord, la température à laquelle la densité est maximale diminue avec la profondeur; deuxièmement, la compressibilité des eaux froides est plus grande que celle des eaux plus chaudes.

3) La période initiale d'englacement généralisé est extrêmement complexe, et l'on ne connaît toujours pas les critères de formation d'une couverture de glace en présence des effets combinés de vents, précipitations nivales, et conditions de refroidissement variables.

4) On doit comprendre le comportement de l'écoulement qui a lieu dans les lacs, y compris le brassage des eaux dans les zones d'embouchure et de débouché, avant de pouvoir formuler des paramètres corrects.

5) Le problème général du mouvement des eaux sous la glace, par exemple la circulation par gravité associée à l'apparition de gradients horizontaux de densité, est important, puisqu'il donne lieu à une redistribution significative des masses d'eau.

6) Pour correctement traiter de la désintégration des glaces, on doit considérer les propriétés optiques de la glace et de la neige, la convection qui a lieu dans les eaux sous-jacentes, et l'évolution physique des glaces elles-mêmes.

## RÉFÉRENCES


Adams, W.P. 1981. Snow and ice on lakes. Dans *Handbook of Snow: Principles, Processes, Management Use*, rédacteurs D.M. Gray et D.H. Hale, pp. 437-74. New York: Pergamon Press.

Adams, W.P., et D.C. Lasenby. 1978. The role of ice and snow in lake heat budgets. Limnol. Oceanogr., 23: 1025-28.

Alford, M.E., et E.C. Carmack. 1987. Observations sur le manteau glaciel et le débit du fleuve Yukon près de Whitehorse en 1983-1984. Rapport nº 32 de l'INRH, Étude nº 152, Série scientifique, Institut national de recherche en hydrologie, Centre national de recherche en hydrologie, Direction générale des eaux intérieures et des terres, Environnement Canada, Saskatoon (Sask.).

Ashton, G.D. 1980. Freshwater ice growth, motion and decay. Dans *Dynamics of Snow and Ice Masses*, rédacteur S. Colbeck, pp. 261-304. New York: Academic Press.

Ashton, G.D. 1982. Theory of thermal control and prevention of ice in rivers and lakes. Adv. Hydrosci., 13: 131-85.

Ashton, G.D. 1983a. Lake ice decay. Cold Reg. Sci. Technol., 8: 83-86.

Ashton, G.D. 1983b. First-generation model of ice deterioration. Dans *Frontiers in Hydraulic Engineering*, rédacteur H.T. Shen, pp. 273-77. Am. Soc. Civ. Eng., New York.

Baines, W.D. 1961. On the transfer of heat from a river to an ice sheet. Trans. Eng. Inst. Can., 5: 27-32.

Bengtsson, L. 1978. Winter stratification in a lake dominated by through-flow. Dans *Modelling of Dynamic Phenomena in Lakes*, rédacteur L. Bengtsson, Div. Water Resour. Eng. Ser. A, No. 10, pp. 24-45. University of Lulea, Sweden.

Bengtsson, L. 1981. Experiences on the winter thermal regimes of rivers and lakes with emphasis on Scandinavian conditions. Dans Comptes rendus du Colloque international sur les glaces, Québec, pp. 11-54.

Bennett, E.B. 1975. Evidence of minimum potential energy as a constraint on large-scale mixing in oceans and lakes. Centre canadien des eaux intérieures, Environnement Canada, Burlington (Ont.). Manuscrit inédit.

Bennett, E.B. 1978. Characteristics of the thermal regime of Lake Superior. J. Great Lakes Res., 4: 310-19.

Bennett, J.R. 1971. Thermally driven lake currents during the spring and fall transition periods. Dans Proc. 14th Conf. Great Lakes Res., Int. Assoc. Great Lakes Res., Ann Arbor, Mich., pp. 535-44.

Bilello, M.A. 1980. Maximum thickness and subsequent thickness of lake, river, and fast sea ice in Canada and Alaska. Report 80-6, U.S. Army Corps Eng. Cold Reg. Res. Eng. Lab., Hanover, N.H.

Bolsenga, S.J. 1981. Radiation transmittance through lake ice in the 400-700 nm range. J. Glaciol., 27: 57-66.

Bowman, M.J., et A. Okubo. 1978. Cabbeling at thermohaline fronts. J. Geophys. Res., 83: 6173-78.

Brooks, I., et W. Lick. 1972. Lake currents associated with the thermal bar. J. Geophys. Res., 77: 6000-13.

Brossia, M. de, J.M. Baldasano, et B. Coupal. 1981. Modelling the formation and melting of ice cover. Dans *Simulating the Environmental Impact of a Large Hydroelectric Project*, rédacteur N. Therien, pp. 39-43. Society for Computer Simulation, La Jolla, Calif.

Carmack, E.C. 1979. Combined influence of inflow and lake temperatures on spring circulation in a riverine lake. J. Phys. Oceanogr., 9: 422-34.

Carmack, E.C. 1986. Circulation in ice-covered waters. Dans *Air-Sea-Ice Interaction*, rédacteur N.J. Untersteiner, NATO Advanced Study Institute. Seattle: University of Washington Press. Sous presse.

Carmack, E.C., et D.M. Farmer. 1982. Cooling processes in deep, temperate lakes: a review with examples from two lakes in British Columbia. J. Mar. Res., 40 (Supplement): 85-111.

Carmack, E.C., C.B.J. Gray, C.H. Pharo, et R.J. Daley. 1979. Importance of lake-river interaction on seasonal patterns in the general circulation of Kamloops Lake. Limnol. Oceanogr., 24: 634-44.

Chen, C.T., et F.J. Millero. 1977. The use and misuse of pure water PVT properties for lake waters. Nature, 266: 707-8.

Chu, V.C., et R.E. Baddour. 1984. Turbulent gravity-stratified shear flows. J. Fluid Mech., 138: 353-78.

Eckel, O. 1949. Über die Mischungsarbeit von Stabil Geschichteten Wassermassen. Arch. Meteorol. Geophys. Bioklimatol., 1: 264-69.

Eklund, H. 1963. Fresh water: temperature of maximum density calculated from compressibility. Science, 142: 1457-58.

Eklund, H. 1965. Stability of lakes near the temperature of maximum density. Science, 149: 632-33.

Ekman, V.W. 1934. George Wust: Das Bodenwasser und die Gliederung der Atlantischen Tiefsee. J. Cons., 9: 192-94.

Elliot, G.H., et J.A. Elliot. 1970. Laboratory studies on the thermal bar. Dans Proc. 13th Conf. Great Lakes Res., Int. Assoc. Great Lakes Res., Ann Arbor, Mich., pp. 413-18.

Farmer, D.M. 1975. Penetrative convection in the absence of mean shear. Q.J.R. Meteorol. Soc., 101: 869-91.

Farmer, D.M., et E.C. Carmack. 1981. Wind mixing and restratification in a lake near the temperature of maximum density. J. Phys. Oceanogr., 11: 1516-33.

Fisher, H.B., E.J. List, R.C.Y. Koh, J. Imberger, et N.H. Brooks. 1979. *Mixing in Inland and Coastal Waters*. New York: Academic Press.

Fofonoff, N.P. 1961. Energy transformations in the sea. Fish. Res. Board Can., Ms. Rep. Ser. 109.

Gebhart, B., et J.C. Mollendorf. 1978. Buoyancy induced flows in water under conditions in which density extrema may arise. J. Fluid Mech., 89: 673-707.

Gilpin, R.R., T. Hirata, et K.C. Cheng. 1980. Wave formation and heat transfer at an ice-water interface in the presence of a turbulent flow. J. Fluid Mech., 89: 619-40.

Gow, A.J., et J. Govoni. 1982. Observations and analysis of Post Pond ice growth. Report 82-00. U.S. Army Corps Eng. Cold Reg. Res. Eng. Lab., Hanover, N.H.

Grenfell, T.C., et G.A. Maykut. 1977. The optical properties of ice and snow in the arctic basin. J. Glaciol., 18: 445-63.

Griffiths, R.W. 1986. Gravity currents in rotating systems. Annu. Rev. Fluid Mech., 18: 59-89.

Hamblin, P.F., E.C. Carmack, et Y.R. Marmoush. 1986. On the rate of transfer of heat between a lake and an ice sheet. Submitted for publication in J. Geophys. Res.

Hamblin, P.F., et G. Ivey. Convection near the temperature of maximum density due to horizontal temperature differences. À paraître.

Hobie, J.E. 1973. Arctic limnology: a review. Dans *Alaskan Arctic Tundra*, rédacteur M.E. Britton, pp. 127-68. Arct. Inst. North Am., Tech. Pap. 25.

Huang, J.C. 1972. The thermal bar. Geophys. Fluid Dyn., 3:1-25.

Hutchinson, G.E. 1941. Limnological studies in Connecticut. IV. The mechanism of intermediary metabolism in stratified lakes. Ecol. Monogr., 11: 21-60.

Hutchinson, G.E. 1957. *A Treatise on Limnology*, Vol. 1. New York: Wiley.

Imberger, J. 1980. Selective withdrawal: a review. Dans Proc. 2nd Int. Symp. Stratified Flows, rédacteurs T. Carstens et T. McClimans, pp. 381-400. Trondheim: Tapir Press.

Imberger, J., J. Patterson, B. Hebbert, et I. Loh. 1978. Dynamics of reservoir of medium size. J. Hydraulic. Div., Am. Soc. Civ. Eng., 104: 725-43.

Jirka, G.H., E.E. Adams, et K.D. Stolzenbach. 1981. Buoyant surface jets. J. Hydraul. Div. Am. Soc. Civ. Eng., 107: 1467-87.

Johnson, L. 1964. Temperature regime of deep lakes. Science, 144: 1336-37.

Johnson, L. 1966. Temperature of maximum density of fresh water and its effects on the circulation in Great Bear Lake. J. Fish. Res. Board Can., 23: 725-43.

Kao, T.W. 1976. Selective withdrawal criteria of stratified fluids. J. Hydraul. Div., Am. Soc. Civ. Eng., 102: 717-29.

Killworth, P.D., et E.C. Carmack. 1979. A filling-box model of river-dominated lakes. Limnol. Oceanogr., 24: 201-17.

La Perriere, J.D. 1981. Vernal overturn and stratification of a deep lake in the high subarctic under ice. Verh. Int. Ver. Theor. Angew. Limnol., 21: 288-92.

Likens, G.E., et R.A. Ragotzkie. 1965. Vertical water motions in a small ice-covered lake. J. Geophys. Res., 70: 2333-44.

Loder, T.C., et R.P. Reichard. 1981. The dynamics of conservative mixing in estuaries. Estuaries, 4: 64-69.

Maguire, R.J. 1975. Light transmission through snow and ice. Étude nº 91, Collection des rapports techniques, Centre canadien des eaux intérieures, Direction générale des eaux intérieures, Environnement Canada, Burlington (Ont.).

Mamayev, O.I. 1975. *Temperature-Salinity Analysis of World Ocean Waters*. Amsterdam: Elsevier.

Marles, E.M. 1985. Techniques de levés limnologiques à l'aide de petits aéronefs. Étude nº 139, Collection des rapports techniques, Institut national de recherche sur les eaux, région du Pacifique et du Yukon, Direction générale des eaux intérieures, Environnement Canada, Vancouver (C.-B.).

Maykut, G.A., et N. Untersteiner. 1971. Some results from a time-dependent thermodynamic model of sea ice. J. Geophys. Res., 76: 1550-75.

Melin, R. 1948. Currents caused by water flowing through Lakes. Dans P.V. Assemb. Gen. Oslo, Union Geod. Geophys. Int., pp. 373-77.

Michel, B. 1971. Winter regime of rivers and lakes. Monograph III-Bla. U.S. Army Corps Eng. Cold Reg. Res. Eng. Lab., Hanover, N.H.

Mortimer, C.H. 1955. The dynamics of autumn overturn in a lake. Publ. Assoc. Hydrol. Assemb. Gen. Roma, 3: 13-24.

Mortimer, C.H. 1974. Lake hydrodynamics. Mitt. Int. Ver. Theor. Angew. Limnol., 20: 124-27.

Mortimer, C.H., et F.J.H. Mackereth. 1958. Convection and its consequences in ice-covered lakes. Verh. Int. Ver. Theor. Agnew. Limnol., 13: 923-32.

Omstedt, A., et J. Sahlberg. 1983. Measured and numerically-simulated autumn cooling in the Bay of Bothnia. Tellus, 35: 231-40.

Palmer, M.D., et J.B. Izatt. 1972. Lake movements with partial ice cover. Limnol. Oceanogr., 17: 403-9.

Parrott, W.H., et W.M. Fleming. 1970. The temperature structure of a mid-latitude, dimictic lake during freezing, ice cover and thawing. Report DA Task 1T061101A91A, U.S. Army Corps Eng. Cold Reg. Res. Eng. Lab., Hanover, N.H.

Patterson, J., et P.F. Hamblin. 1986. Thermal simulation of a lake with winter ice cover. Submitted for publication in Limnol. Oceanogr.

Pivovarov, A.A. 1972. Thermal conditions in freezing lakes and rivers. Izdatel'stvo Moskovskogo Universiteta. Trans. Isreal Program for Scientific Translations Ltd. Jerusalem: Keter Publishing House.

Rahman, M. 1978. On thermal stratification in reservoirs during the winter season. Water Resour. Res., 14: 377-80.

Rodgers, G.K. 1965. The thermal bar of the Laurentian Great Lakes. Dans Proc. 8th Conf. Great Lakes Res., Int. Assoc. Great Lakes. Res., Ann Arbor, Mich., pp. 358-63.

Roulet, N.T., et W.P. Adams. 1984. Illustration of the spatial variability of light entering a lake using an empirical model. Hydrobiologia, 109: 67-74.

Scavia, D., et J.R. Bennett. 1980. Spring transition period in Lake Ontario—a numerical study of the causes of large biological and chemical gradients. Can. J. Fish. Aquatic Sci., 37: 823-33.

Schindler, D.W., H.E. Welch, J. Kalff, G.J. Brunskill, et N. Kritsch. 1974. Physical and chemical limnology of Char Lake, Cornwallis Island. J. Fish. Res. Board Can., 31: 585-607.

Scott, J.T. 1974. A comparison of the heat balance of lakes in winter. Tech. Rep. 13, Department of Meteorology, University of Wisconsin, Madison, Wisc.

Sherstyankin, P.P., V.M. Kaplin, et V.N. Maksimov. 1970. Vertical distribution of transparency in Lake Baikal during the under-ice period, and its relation to biological characteristics. Hydrobiol. J., 8: 50-52.

Stewart, K.M. 1973. Winter conditions in Lake Erie with reference to ice and thermal structure and comparisons to Lakes Winnebago (Wisconsin) and Mille Lacs (Minnesota) Dans Proc. 16th Conf. Great Lakes Res., Int. Assoc. Great Lakes Res., Ann Arbor, Mich., pp. 845-57.

Stewart, K.M., et P.J.H. Martin. 1982. Turbidity and its causes in a narrow glacial lake with winter ice cover. Limnol. Oceanogr., 27: 510-17.

Stigebrandt, A. 1978. Dynamics of an ice-covered lake with through-flow. Nord. Hydrol., 9: 219-44.

Strom, K.M. 1945. The temperature of maximum density of fresh waters. Geofys. Publ., 16: 1-14.

Sundaram, T.R., et R.G. Rehm. 1973. The seasonal thermal structure of deep temperate lakes. Tellus, 25: 157-67.

Svensson, U., et R. Larsson. 1980. A one-dimensional numerical study of some basic features of the flow in ice-covered lakes. J. Hydraul. Res., 18: 251-67.

Tesaker, E. 1973. Horizontal cross-flow temperature gradients in a lake due to Coriolis' force. Hydrol. Lakes Symp., Int. Assoc. Hydrol. Sci., Helsinki, pp. 72-80.

Tikhomirov, A.I. 1963. The thermal bar in Lake Lodoga. Izv. Akad. Nauk. SSSR Ser. Geogr., 95: 134-42. Trans. Am. Geophys. Union, Soviet Hydrol. Sel. Pap., No. 2.

Timms, B.V. 1975. Morphometric control of variation in annual heat budget. Limnol. Oceanogr., 11: 110-12.

Wake, A., et R.R. Rumer. 1979. Effects of surface melt-water accumulation on the dissipation of lake ice. Water Resour. Res., 15: 430-34.

Wiegand, R.C., et E.C. Carmack. 1982. Seasonal aspects of the surface advective heat fluxes of Kootenay Lake, British Columbia. Water Resour. Res., 18: 1493-1502.

Williams, G.P. 1969. Water temperature during the melting of lake ice. Water Resour. Res., 5: 1134-38.

Woodcock, A.H. 1965. Melt patterns in ice over shallow waters. Limnol. Oceanogr., 10(Supplement): R290-R297.

Wright, S. 1931. Bottom temperatures in deep lakes. Science. 74: 413.

Yoshimura, S. 1936. A contribution to the knowledge of deep water temperatures of Japanese lakes. Part. II. Winter temperatures. Jpn. J. Astron. Geophys., 14: 57-83.

# Annexe A
# Données provenant de l'étude pilote de 1982-1983

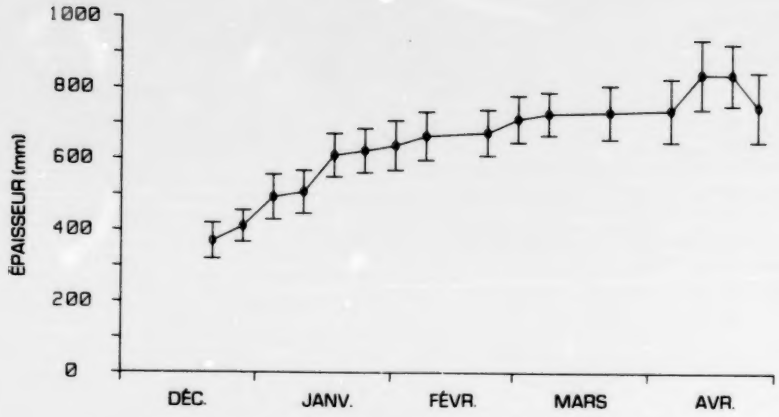


**Figure A-1. Épaisseur moyenne des glaces dans le secteur de la baie Jackfish.**

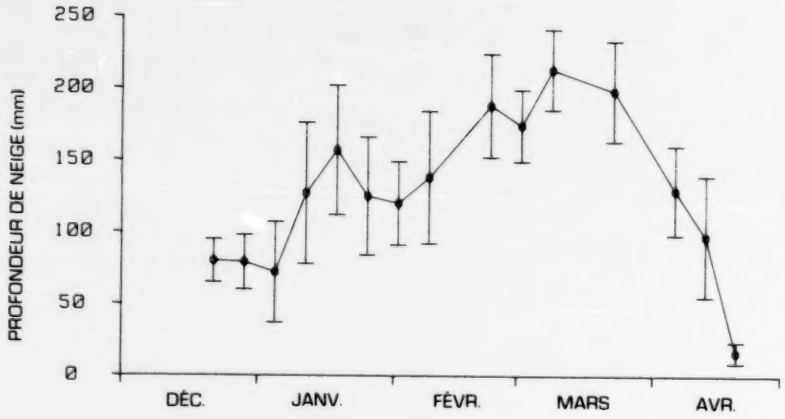


**Figure A-2. Profondeur moyenne de la neige dans le secteur de la baie Jackfish.**

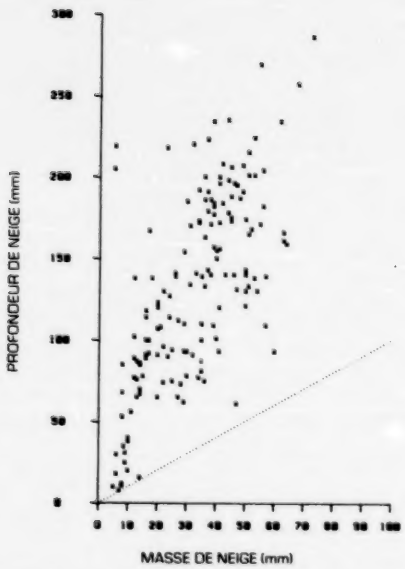


**Figure A-3. Profondeur de neige en fonction de la masse équivalente de neige dans le secteur de la baie Jackfish.**

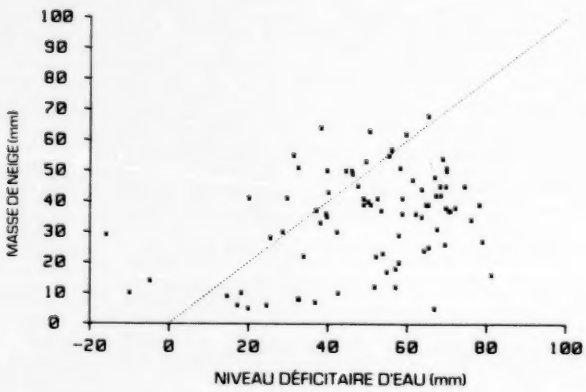


**Figure A-4. Masse de neige en fonction du niveau déficitaire d'eau dans le secteur de la baie Jackfish.**

# Annexe B
# Données météorologiques

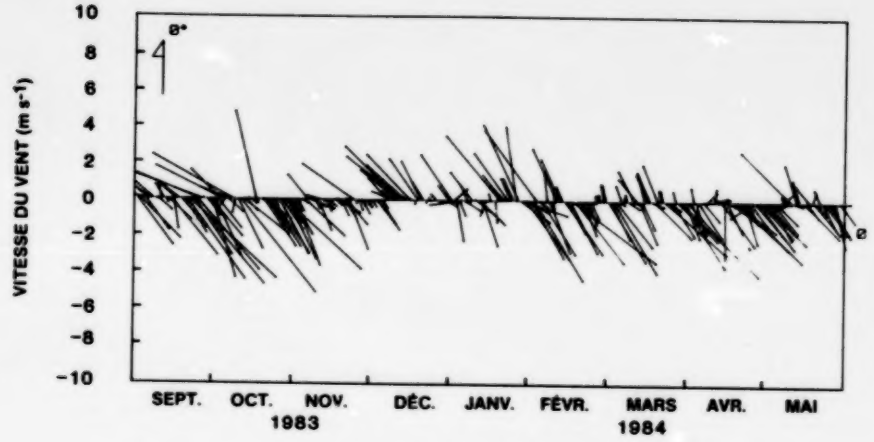


**Figure B-1. Vitesse du vent à la station météorologique du lac Laberge.**

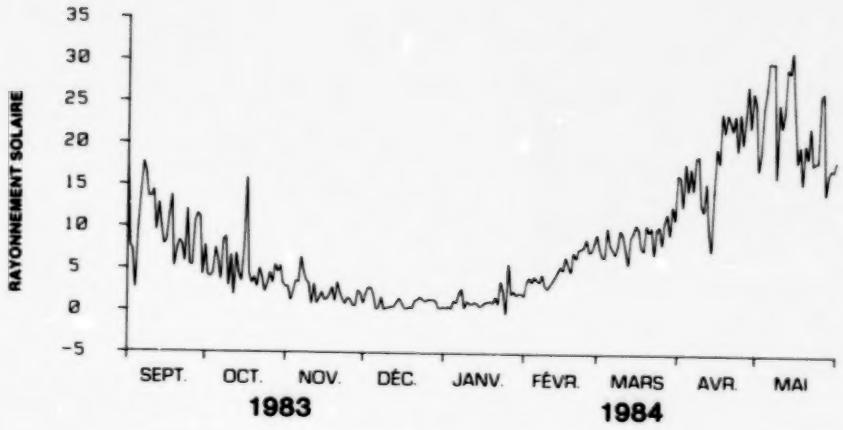


**Figure B-2. Rayonnement solaire à la station météorologique du lac Laberge.**

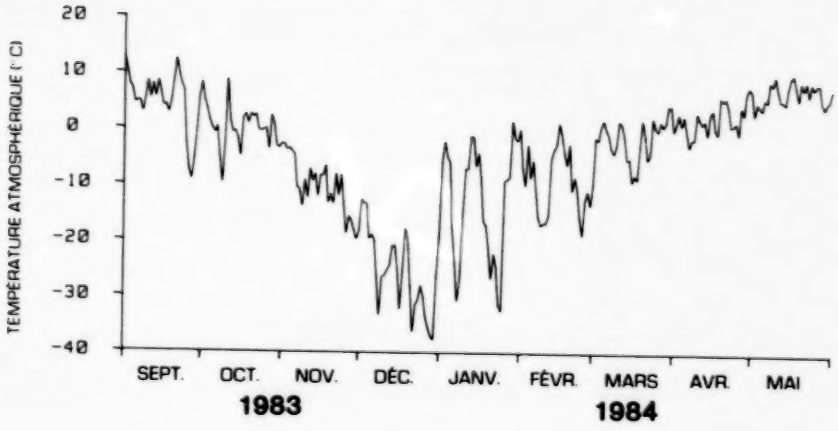


**Figure B-3. Température atmosphérique à la station météorologique du lac Laberge.**

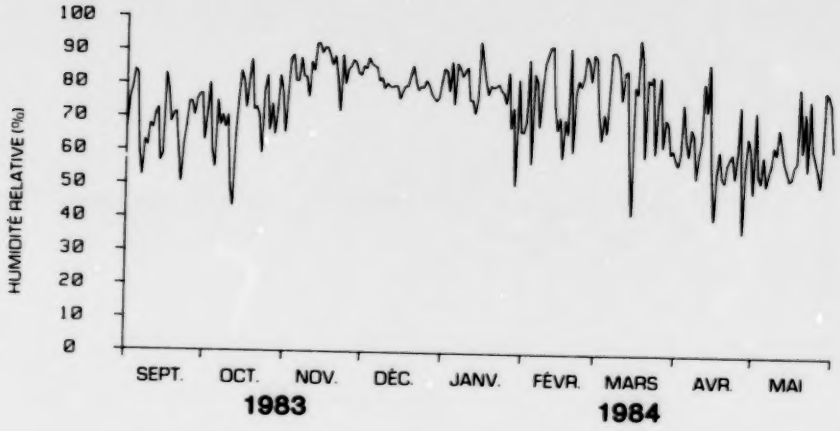


**Figure B-4. Humidité relative à la station météorologique du lac Laberge.**

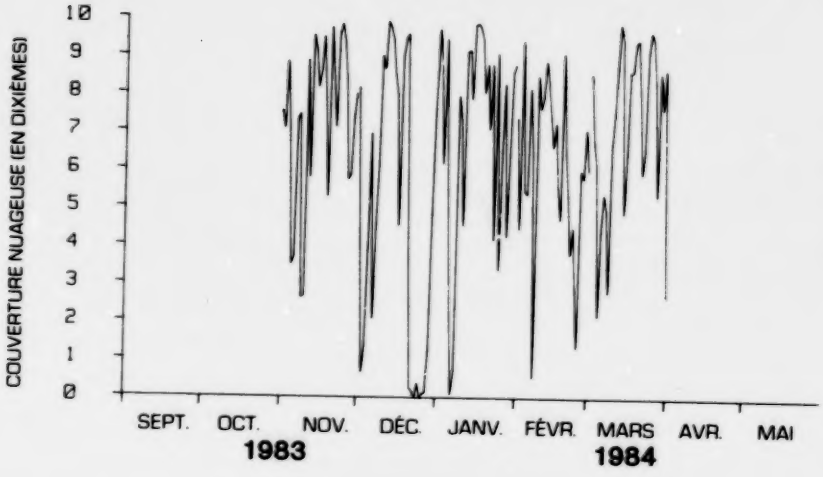


**Figure B-5. Couverture nuageuse à Whitehorse.**

# Annexe C
# Échelles de la vitesse de turbulence

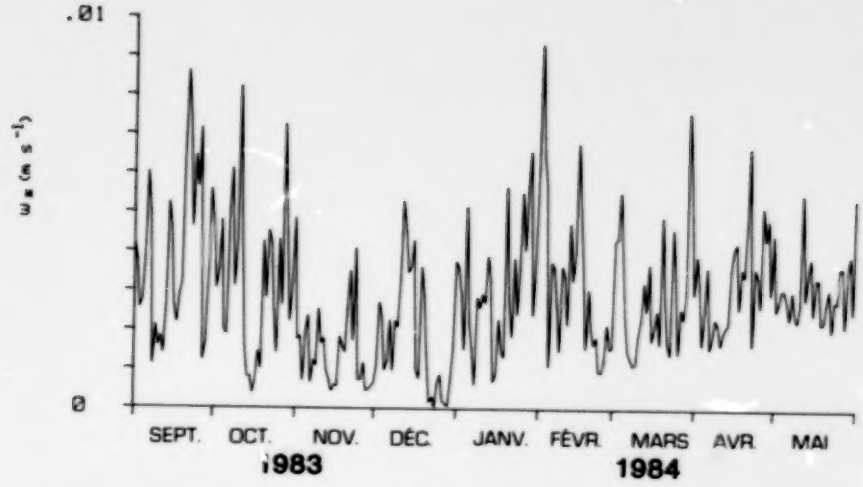


**Figure C-1. Paramètre de contrainte $w_*$ (jusqu'à la prise en glace) en fonction du temps.**

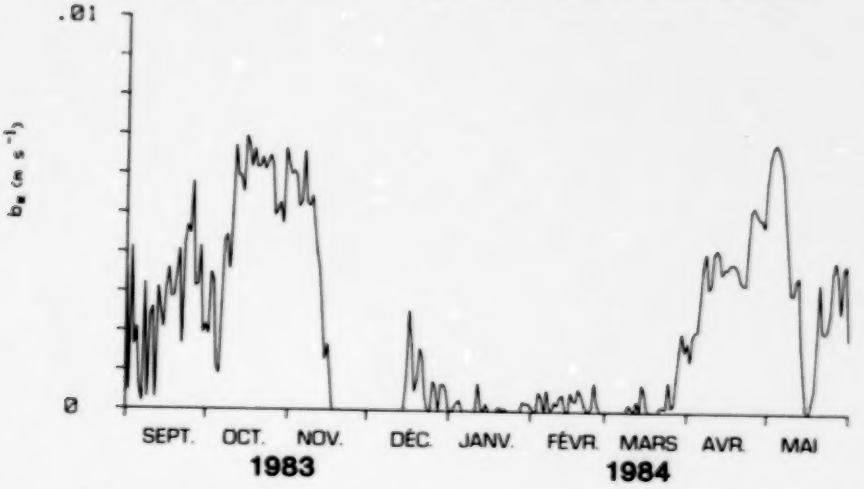


**Figure C-2. Paramètre de contrainte $b_*$ (durant la convection) en fonction du temps.**

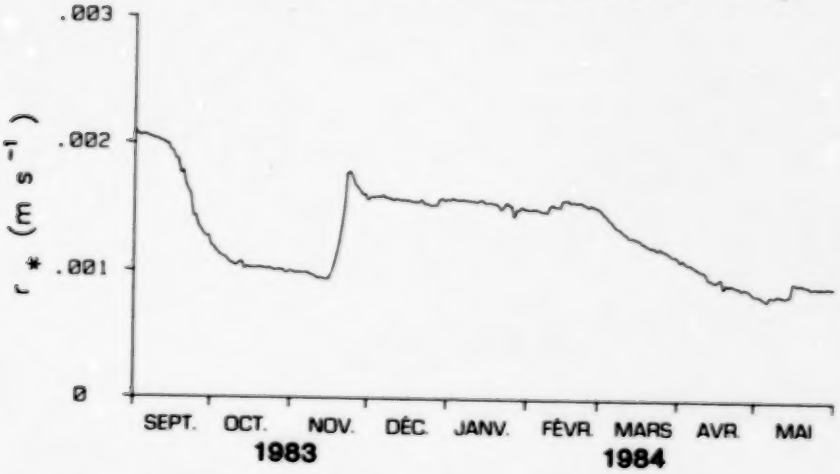


**Figure C-3. Paramètre de contrainte $r_*$ en fonction du temps.**

# Annexe D
# Structure thermique saisonnière

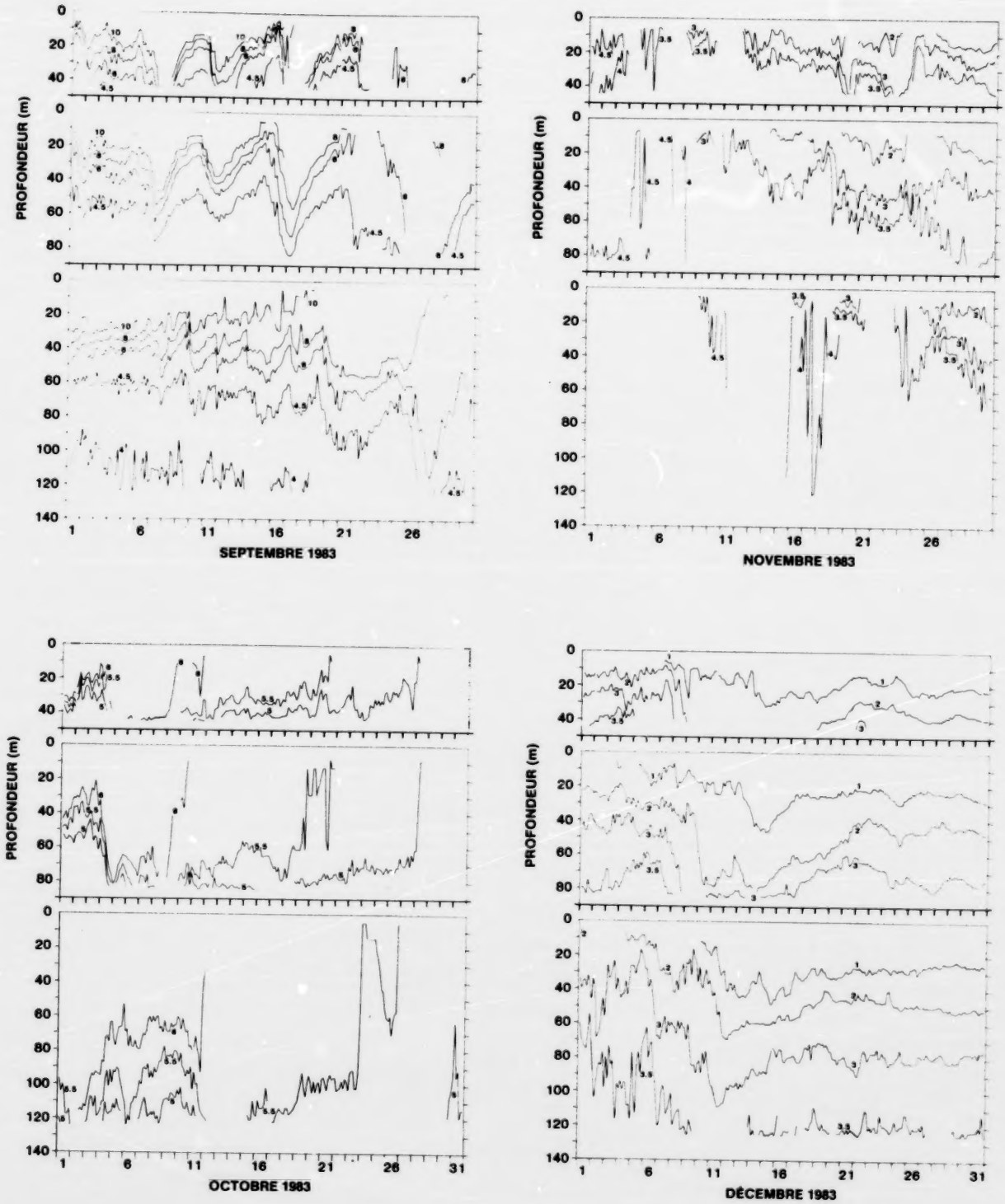


**Figure D-1. Profondeur des isothermes en fonction du temps dans les trois sites d'amarrage.**

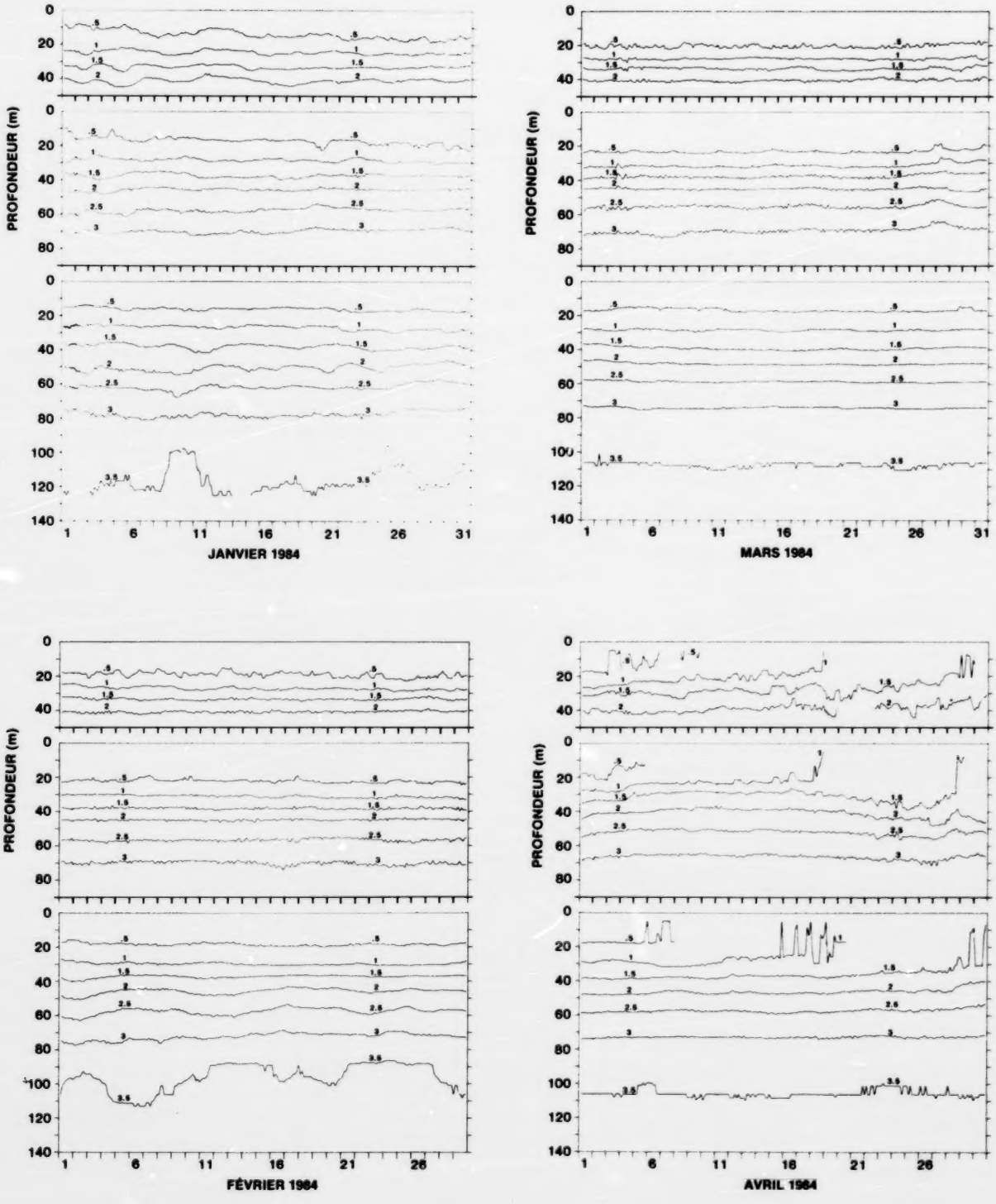


Figure D-1. (Suite)

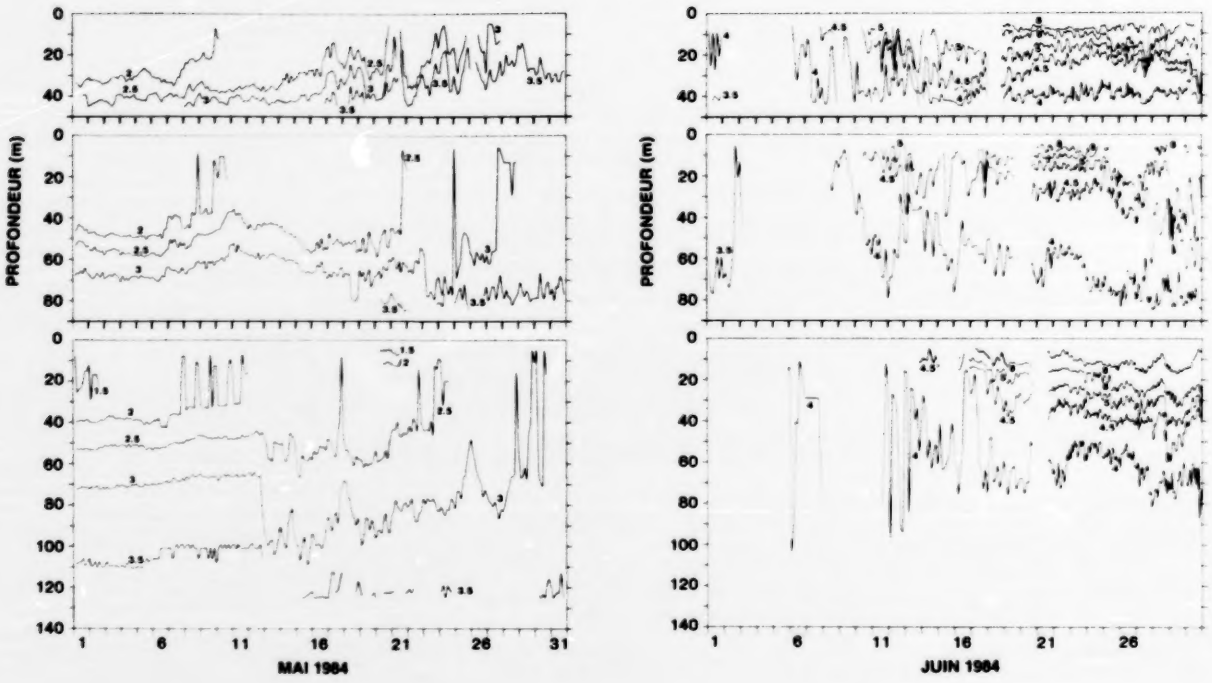


**Figure D-1. (Suite)**

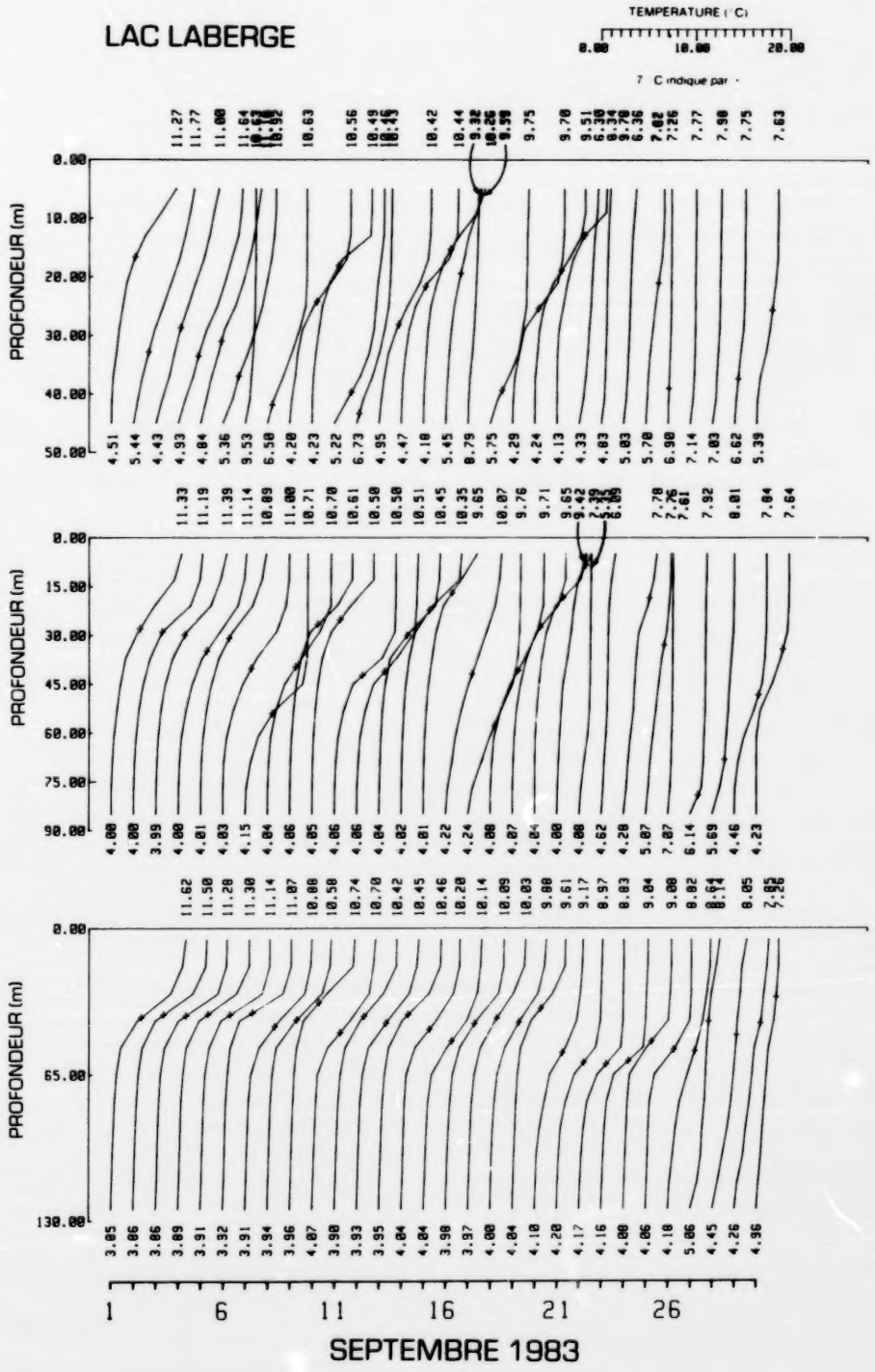


**Figure D-2. Profils des températures quotidiennes moyennes dans les trois sites d'amarrage.**

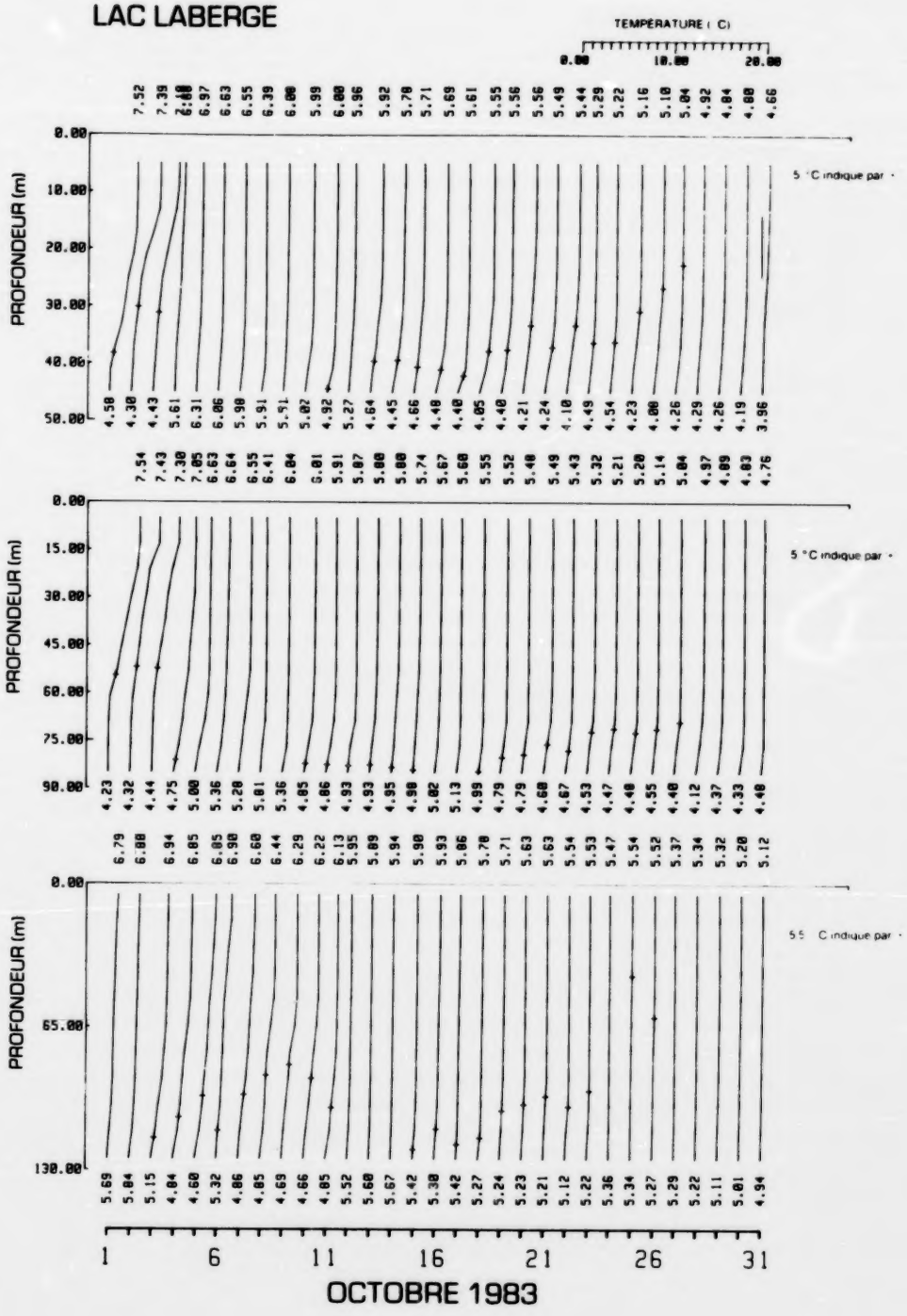


**Figure D-2. (Suite)**

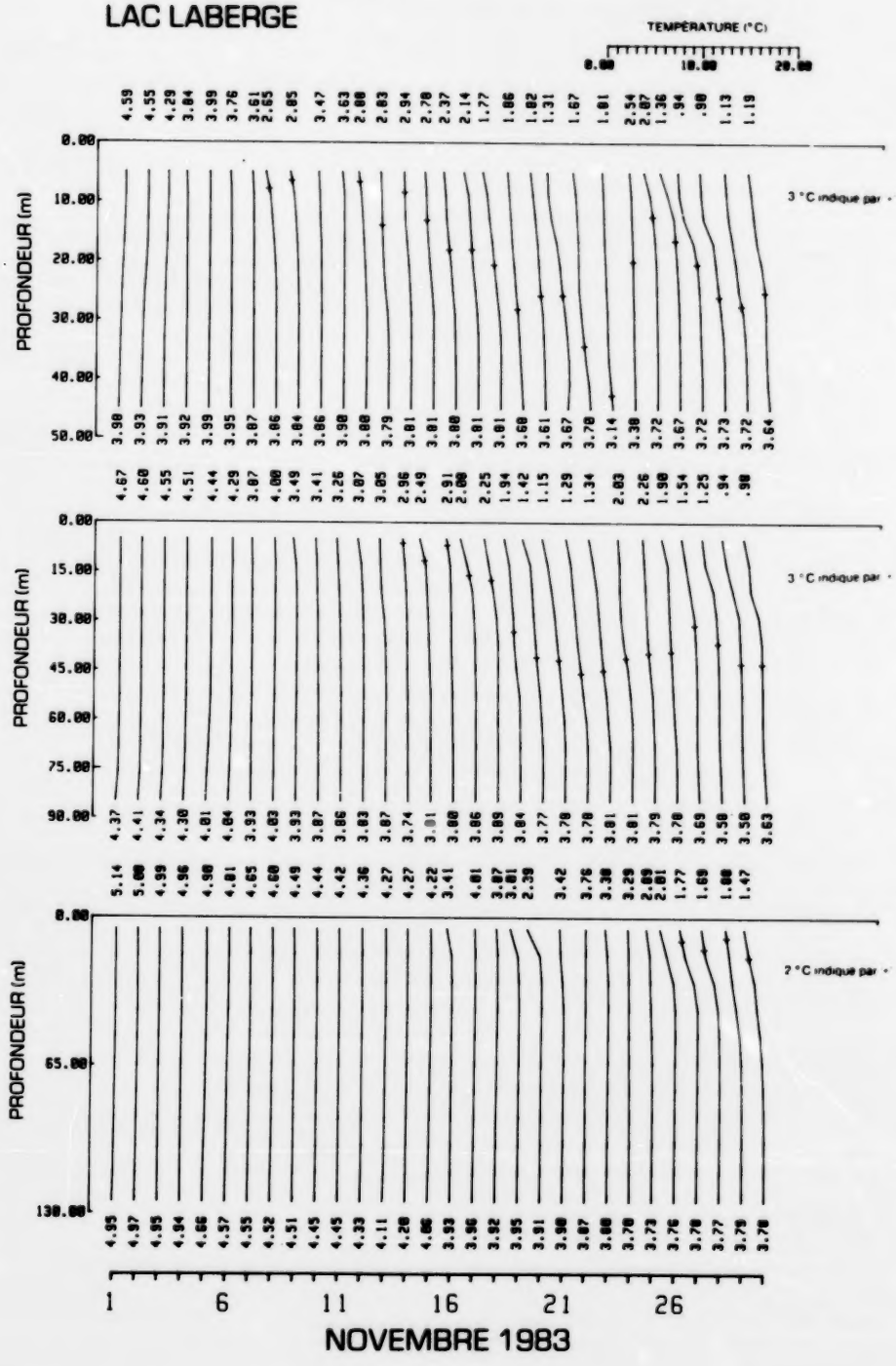


**Figure D-2. (Suite)**

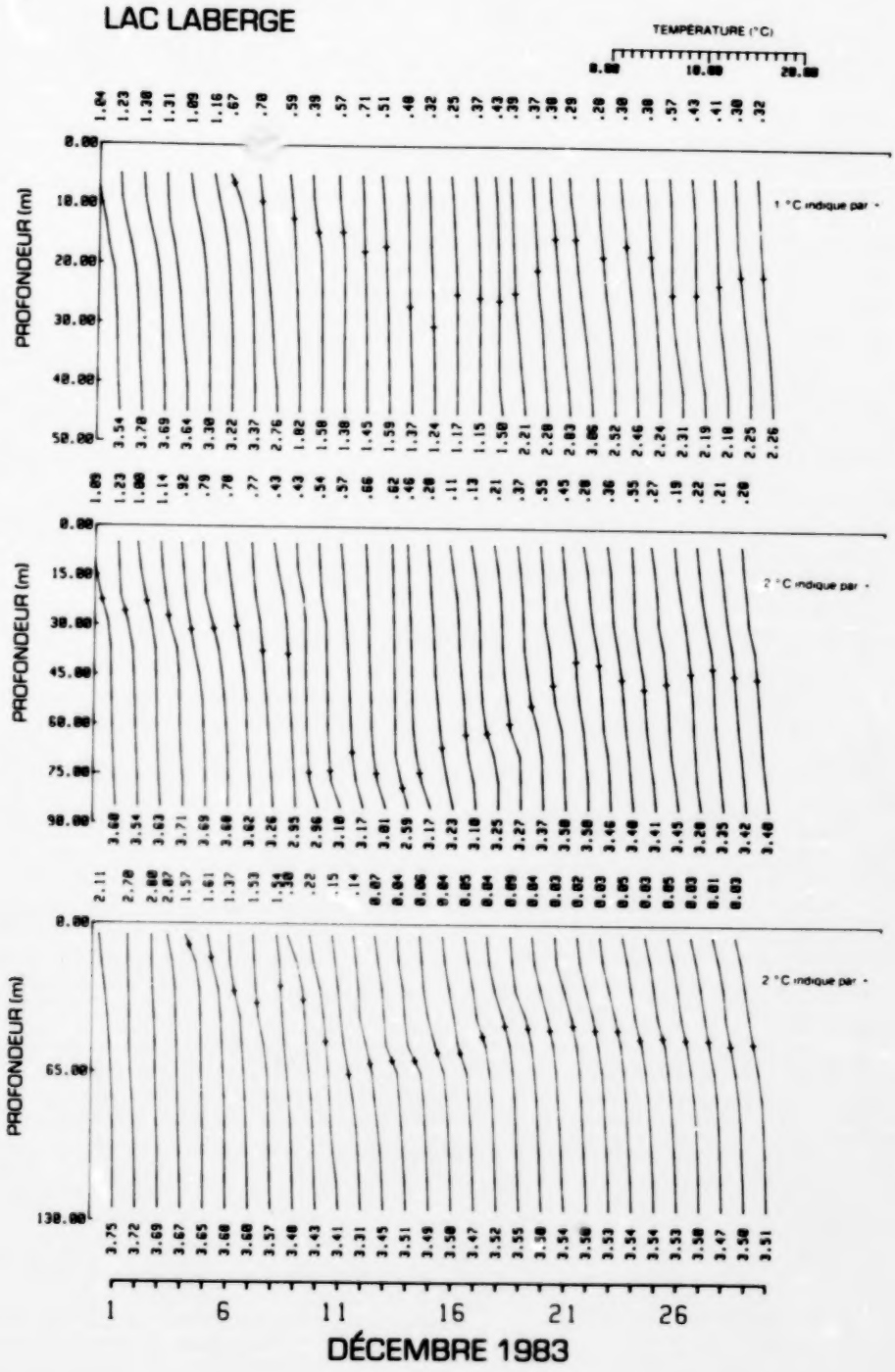


**Figure D-2. (Suite)**

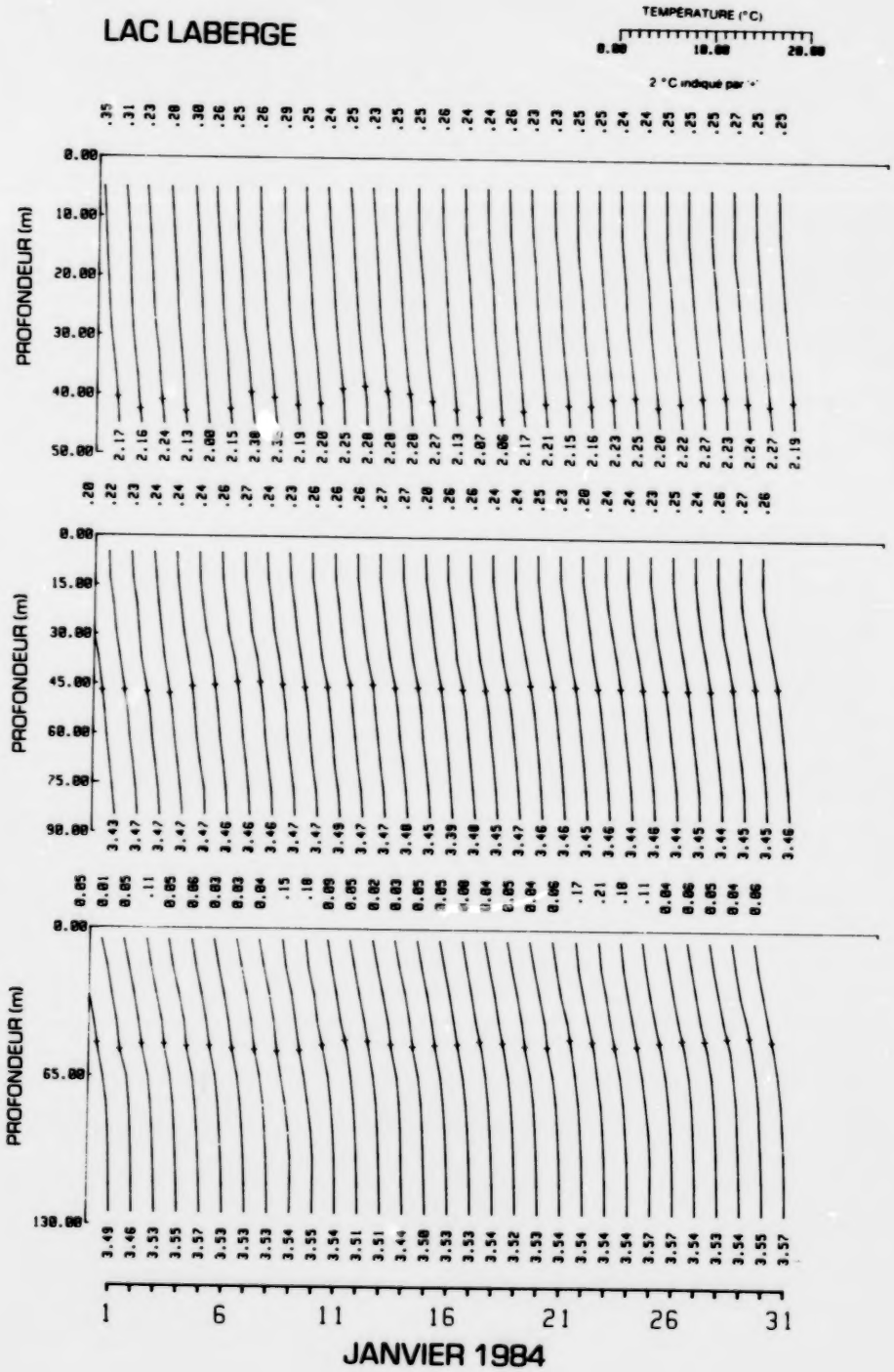


**Figure D-2. (Suite)**

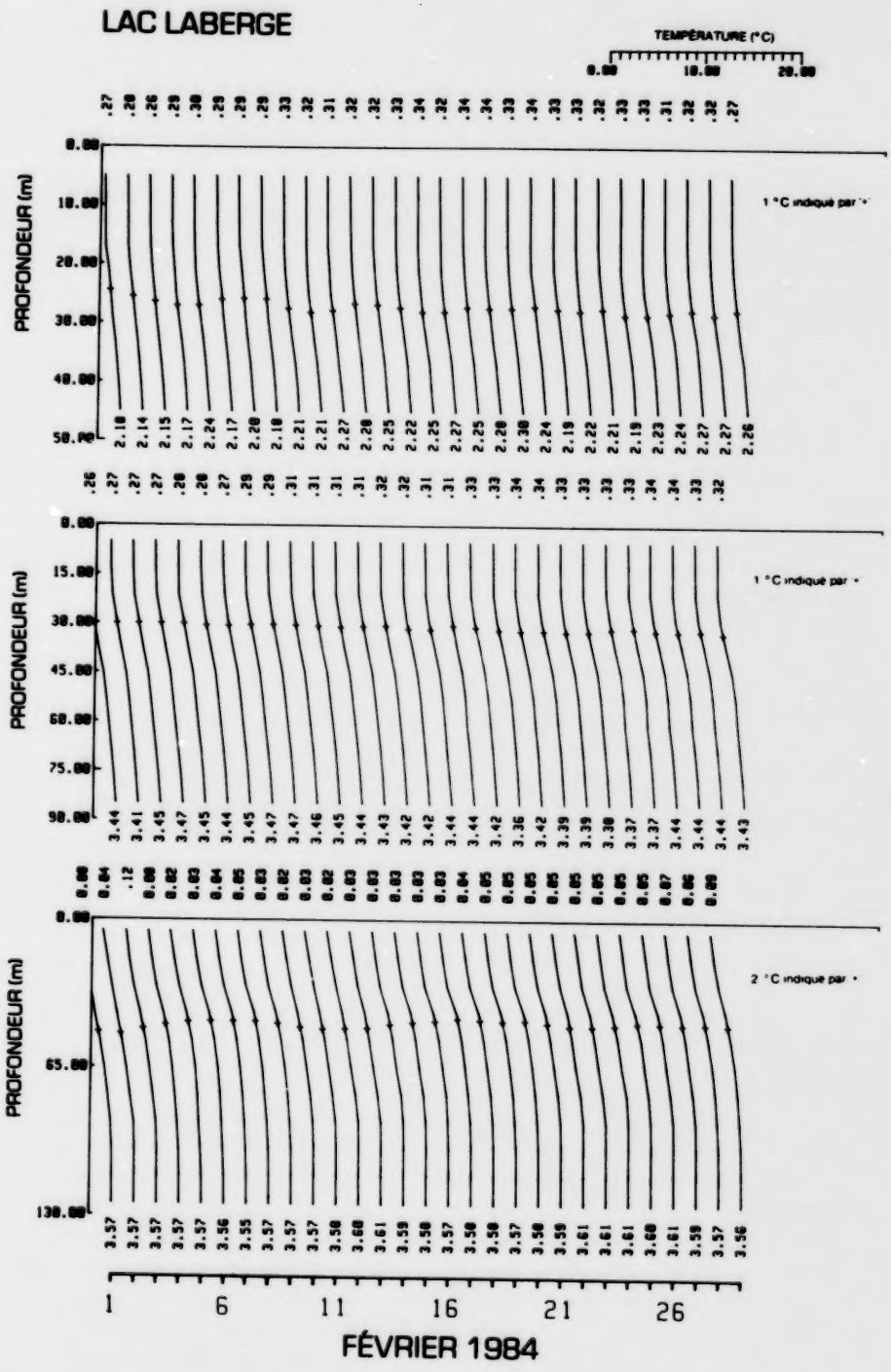


**Figure D-2. (Suite)**

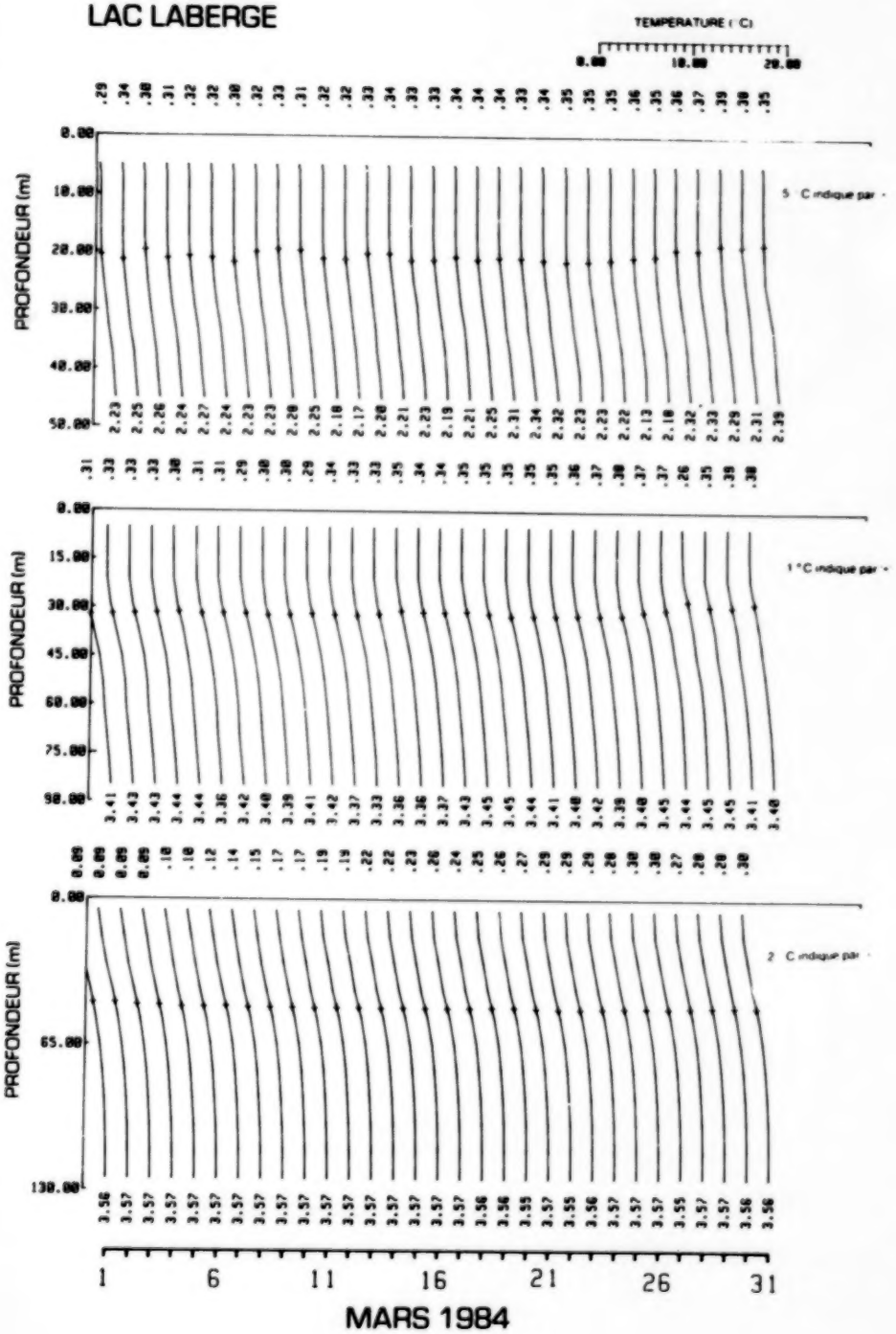


**Figure D-2. (Suite)**

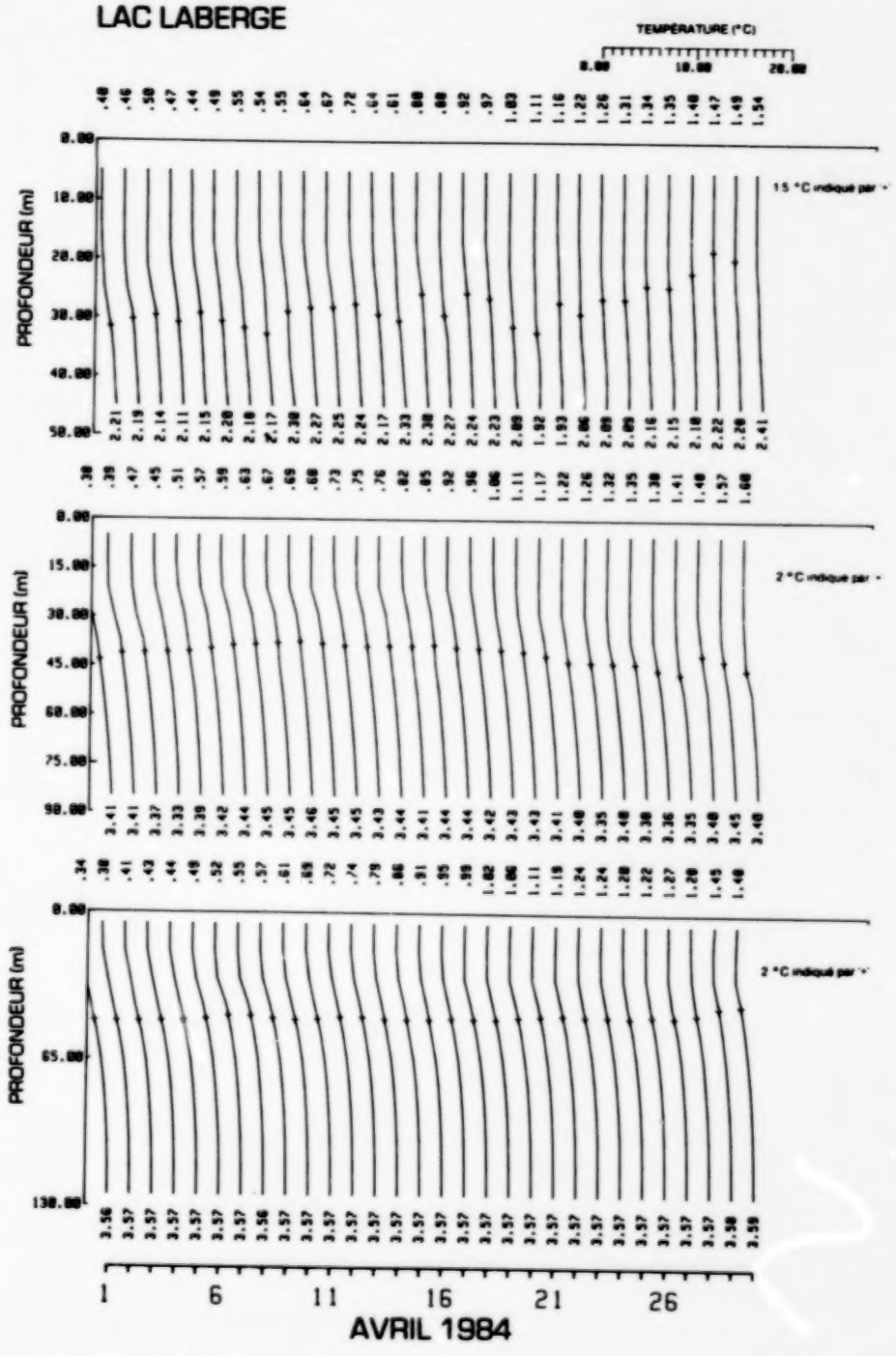


**Figure D-2. (Suite)**

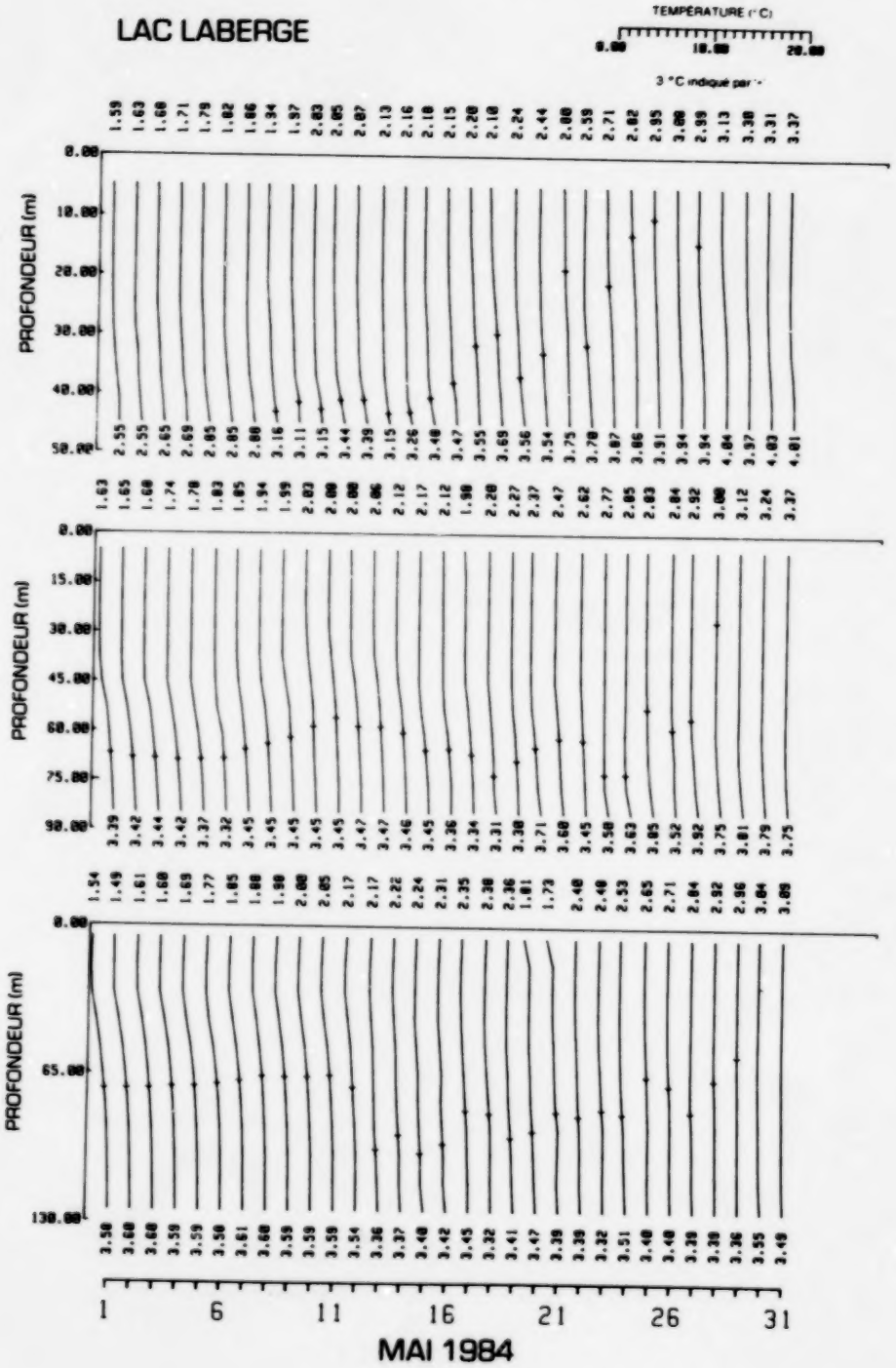


**Figure D-2. (Suite)**

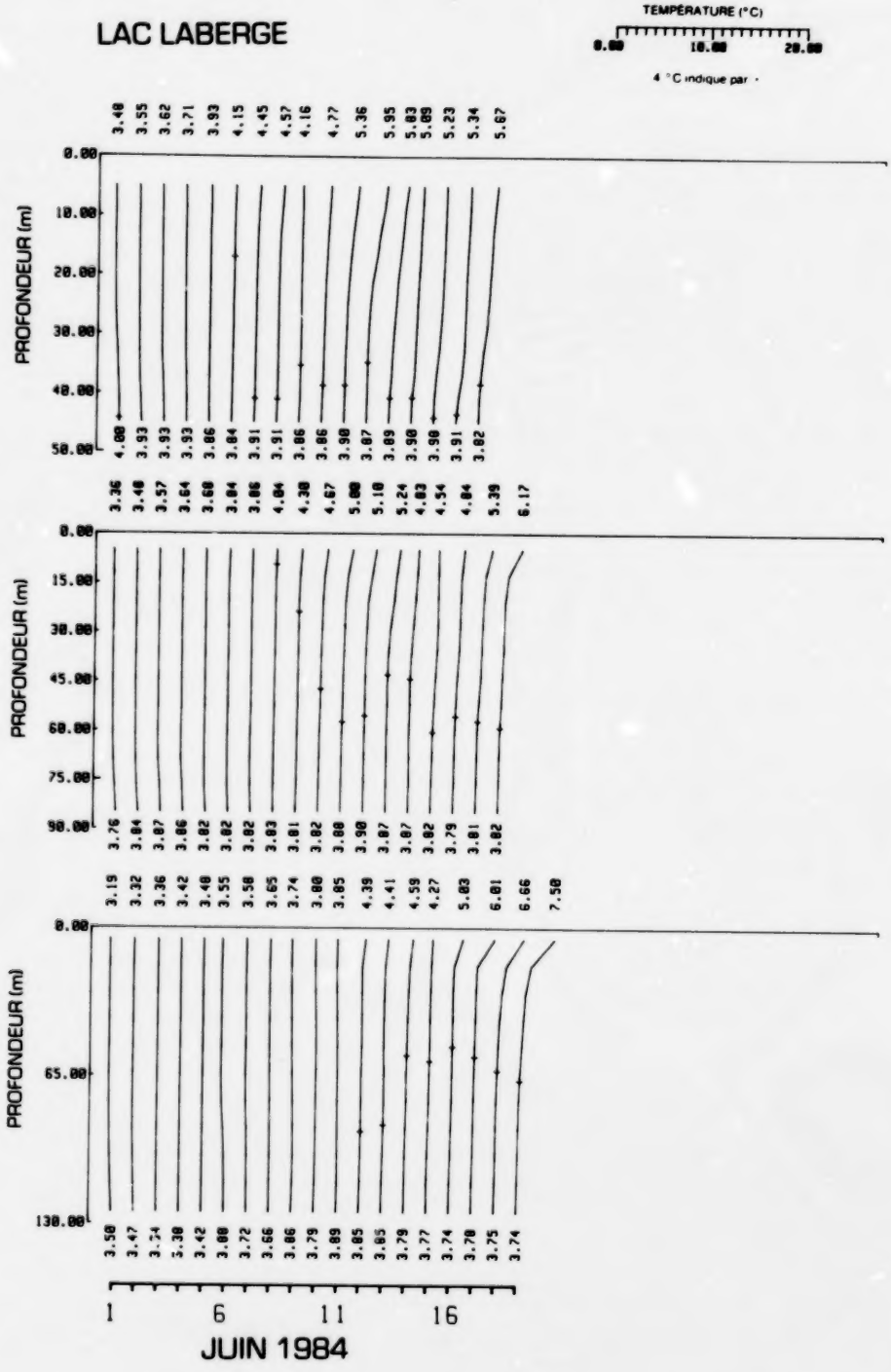


**Figure D-2. (Suite)**

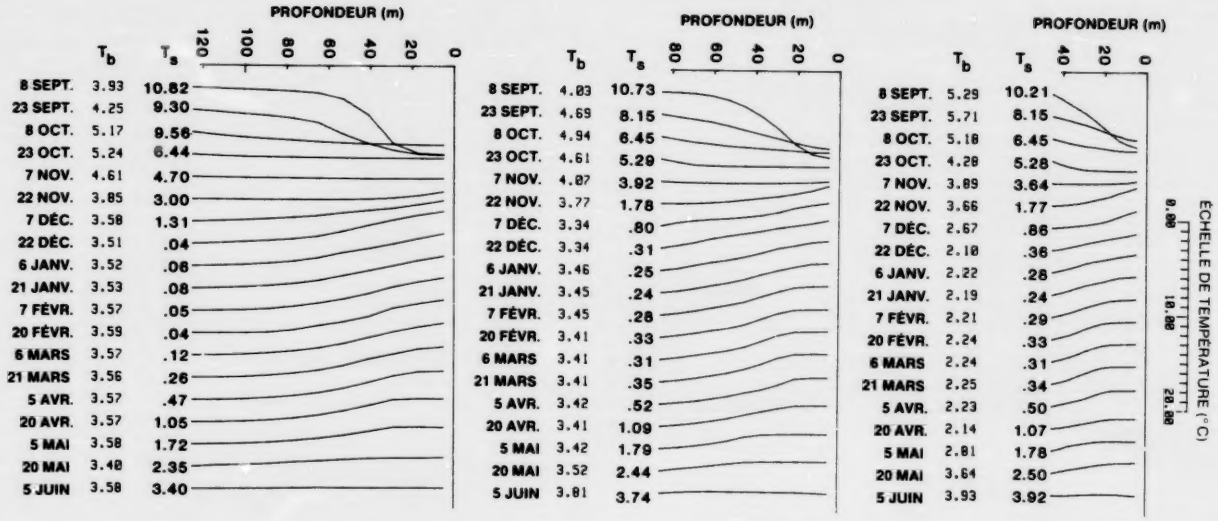


**Figure D-3. Profils des températures moyennes bimensuelles dans les trois sites d'amarrage.**

# Annexe E

# Diagrammes en coupe des températures et de la conductivité

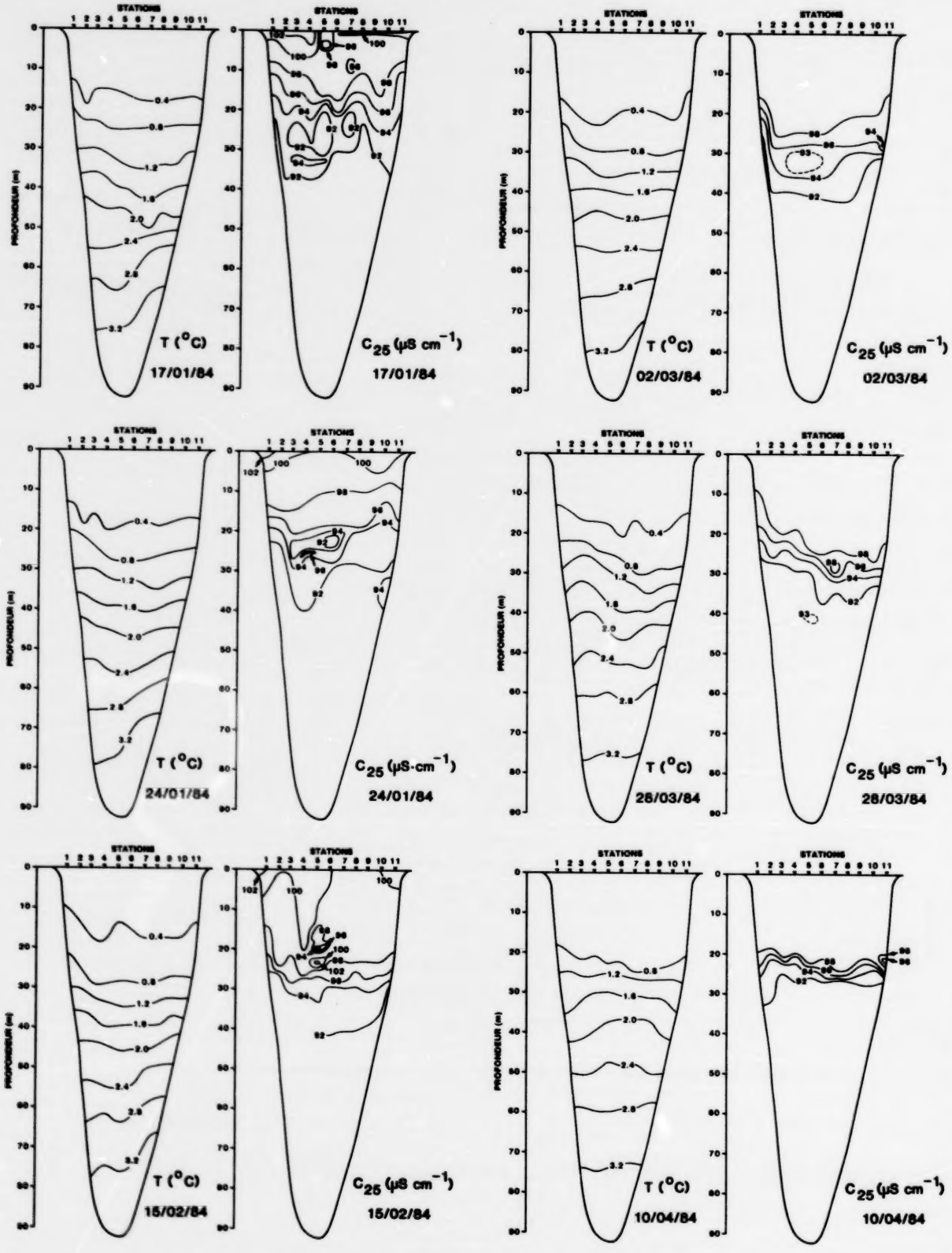


**Figure E-1. Coupes transversales de la température (T) et de la conductivité à 25 °C ($C_{25}$) dans le secteur de la baie Jackfish.**

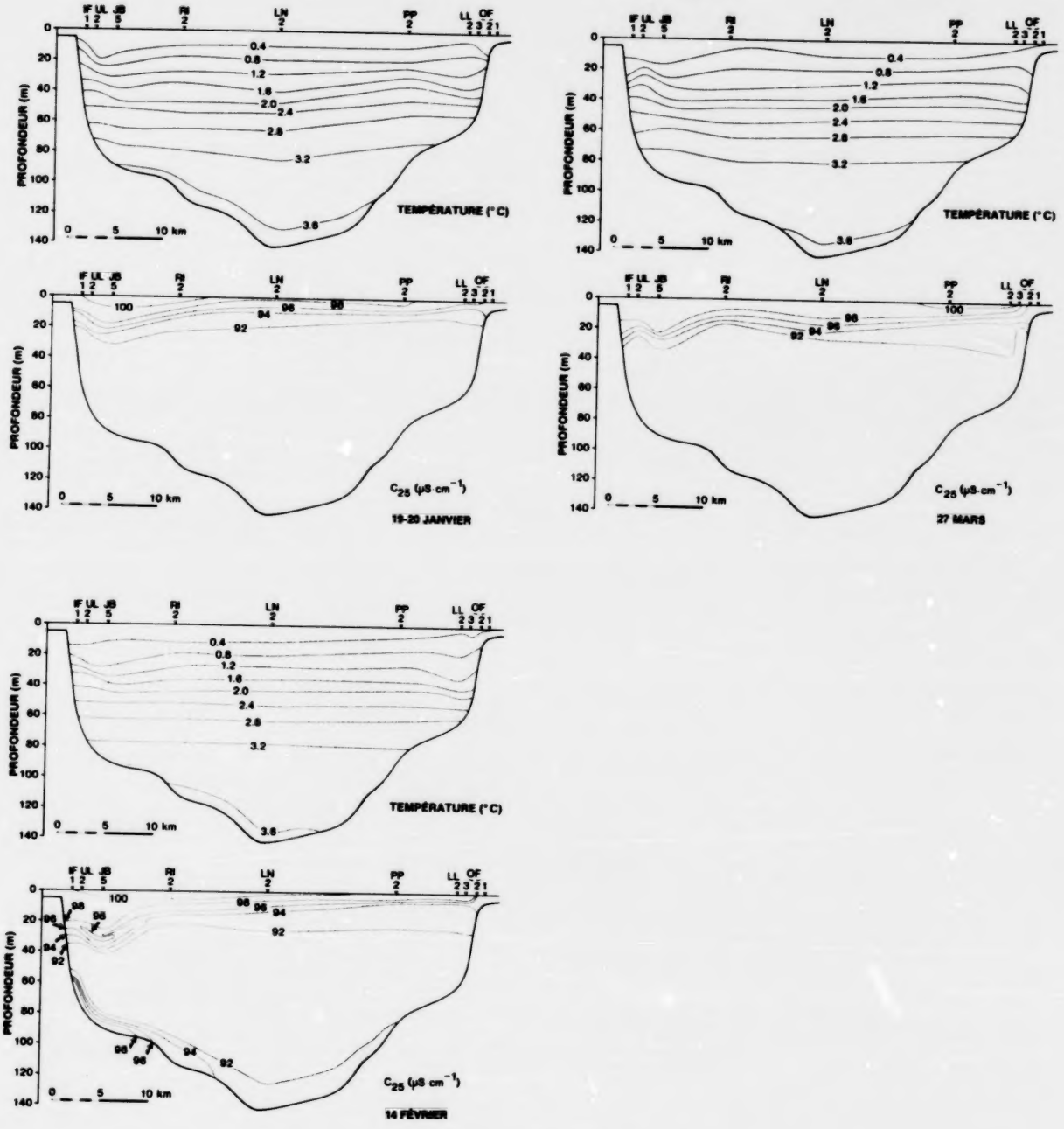


**Figure E-2. Coupes longitudinales de la température (T) et de la conductivité à 25 °C ($C_{25}$).**

## Annexe F

## Cartes de distribution et des propriétés horizontales

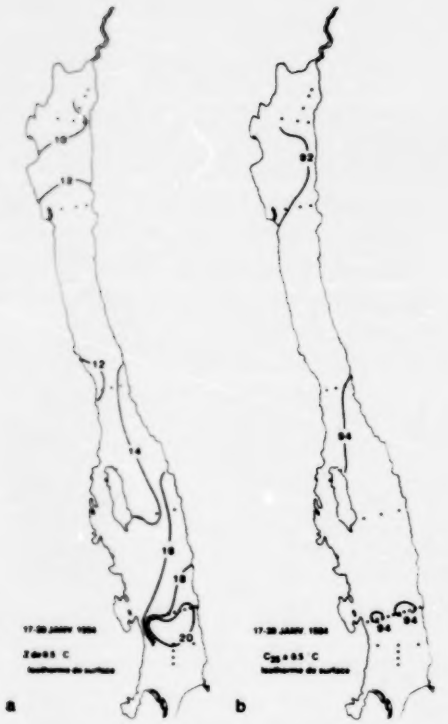

Figure F-1. Profondeur de l'isotherme de 0.5 °C et de $C_{25}$ à la profondeur de l'isotherme de 0.5 °C, du 17 au 20 janvier 1984.

Figure F-2. Profondeur de l'isotherme de 0.5 °C et de $C_{25}$ à la profondeur de l'isotherme de 0.5 °C, 14 et 15 février 1984.

Figure F-3. Profondeur de l'isotherme de 0.5 °C et de $C_{25}$ à la profondeur de l'isotherme de 0.5 °C, 27 et 28 mars 1984.

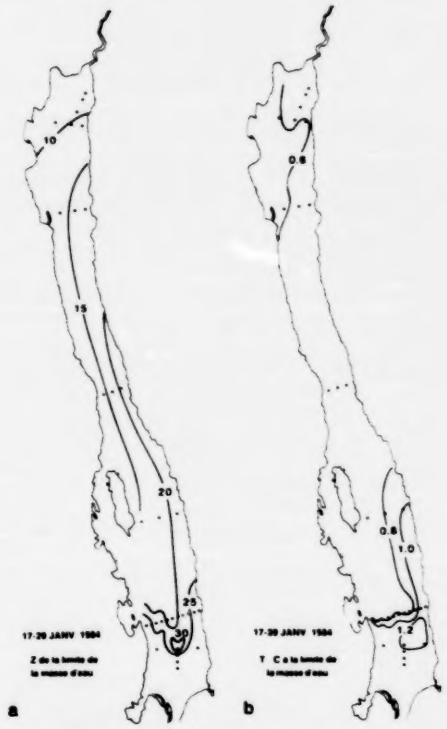

Figure F-4. Profondeur de la limite de la masse d'eau et de T °C à la profondeur de la limite de la masse d'eau, du 17 au 20 janvier 1984.

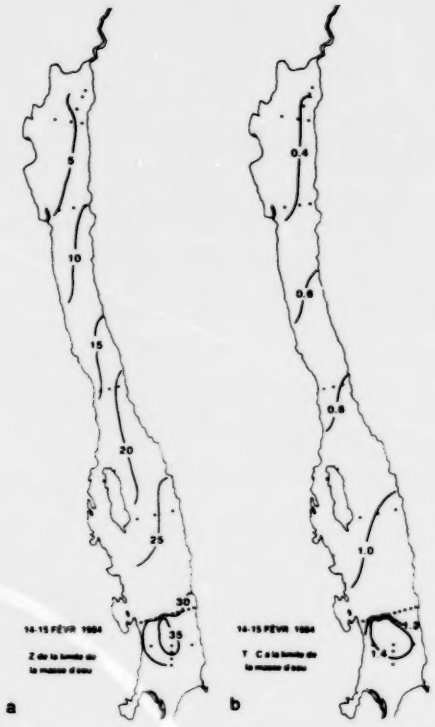


**Figure F-5. Profondeur de la limite de la masse d'eau et de T °C à la profondeur de la limite de la masse d'eau, 14 et 15 février 1984.**

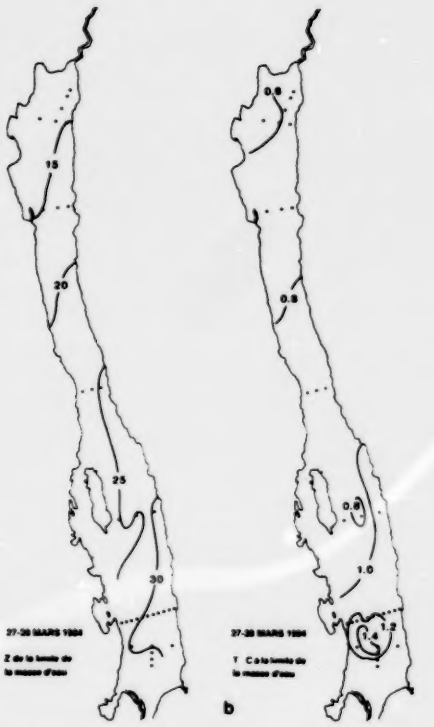


**Figure F-6. Profondeur de la limite de la masse d'eau et de T °C à la profondeur de la limite de la masse d'eau, 27 et 28 mars 1984.**